

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

Università degli Studi di Firenze



FRANCESCO MENNA

**“Studi meso e microstrutturali su successioni di litosfera oceanica ad espansione lenta:
le ofioliti dell’Appennino Settentrionale”**

settore scientifico disciplinare: GEO-03

Tutore: Prof. Gianfranco Principi

Co-Tutore: Prof. Laura Gaggero

Coordinatore: Prof. Federico Sani

XXI CICLO

Firenze, 31 Dicembre 2008

INDICE

1	INTRODUZIONE	Pag. 1
1.1	Scopi e finalità del lavoro	Pag. 2
1.2	Inquadramento geografico delle aree di studio	Pag. 3
1.3	Metodi di studio	Pag. 4
1.3.1	Rilevamento geologico	Pag. 4
1.3.2	Analisi strutturale	Pag. 4
1.3.3	Analisi petrografiche	Pag. 5
1.3.4	Analisi chimiche	Pag. 5
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	Pag. 7
2.1	Appennino Settentrionale	Pag. 7
2.2	Il Dominio Ligure	Pag. 8
2.2.1	Le Unità Liguri Interne	Pag. 9
2.2.2	Le Unità Liguri Esterne	Pag. 10
2.3	La crosta oceanica giurassica	Pag. 12
2.4	L'apertura oceanica	Pag. 15
3	AREA DEL BRACCO	Pag. 18
3.1	Stratigrafia	Pag. 19
3.1.1	Basamento ofiolitico	Pag. 20
3.1.2	Brecce ofiolitiche	Pag. 27
3.1.3	Copertura sedimentaria	Pag. 30
3.2	Petrografia del basamento ofiolitico	Pag. 31
3.2.1	Peridotiti lherzolitiche	Pag. 31
3.2.2	Complesso gabbrico	Pag. 32
3.3	Analisi strutturale	Pag. 34
3.3.1	Evoluzione sin-magmatica	Pag. 34
3.3.2	Evoluzione metamorfica oceanica	Pag. 39
3.4	Analisi chimiche	Pag. 54
3.5	Distribuzione delle deformazioni pre-orogeniche	Pag. 78
3.5.1	Pietra di Vasca	Pag. 79

3.5.2	Monte Groppi	Pag. 83
3.5.3	Costa Persico	Pag. 86
3.5.4	Schiena di Sciona	Pag. 89
3.5.5	Moggia-Pian della Madonna	Pag. 92
3.6	Evoluzione orogenica	Pag. 95
4	QUERCIANELLA-CASTEL SONNINO	Pag. 101
4.1	Stratigrafia	Pag. 103
4.2	Analisi strutturale	Pag. 106
4.3	Analisi chimiche	Pag. 112
5	PUNTA FETOVAIA	Pag. 123
5.1	Stratigrafia	Pag. 125
5.2	Analisi strutturale	Pag. 129
5.2.1	Evoluzione oceanica	Pag. 129
5.2.2	Evoluzione post-oceanica	Pag. 135
5.3	Analisi chimiche	Pag. 139
6	DISCUSSIONE DATI	Pag. 144
6.1	Area del Bracco	Pag. 144
6.1.1	Evoluzione pre-orogenica	Pag. 144
6.1.2	Evoluzione sin-orogenica	Pag. 150
6.2	Quercianella-Castel Sonnino	Pag. 153
6.2.1	Evoluzione metamorfica	Pag. 153
6.3	Punta Fetovaia	Pag. 155
6.3.1	Evoluzione metamorfica oceanica	Pag. 155
6.3.2	Evoluzione sin-\post-orogenica	Pag. 157
6.4	Considerazioni finali	Pag. 158
6.5	Bracco Core Complex	Pag. 161
6.6	Interpretazione geodinamica	Pag. 163
6.7	Conclusioni	Pag. 165

RINGRAZIAMENTI_____Pag. 166

BIBLIOGRAFIA_____Pag. 167

ALLEGATO: Carta geologica dell'area del Bracco

1 INTRODUZIONE

Con il termine “Ofioliti”, introdotto per la prima volta nella letteratura geologica da Brongniart nel 1813, si intendono tutte quelle associazioni di rocce basiche ed ultrabasiche, che rappresentano lembi di litosfera oceanica fossile, preservate nelle catene orogeniche.

Le ofioliti attualmente presenti nelle Alpi, nell’Appennino Settentrionale, nella Corsica Alpina, in Calabria e nella Cordigliera Betica (Fig. 1.1), rappresentano i resti fossili della Tetide Occidentale, un piccolo oceano di età giurassica, che separava l’Iberia e la placca europea dall’Africa e dal micro-continente Adria (Abbate et al., 1980a; 1986 *cum bibl.*). Le ofioliti delle Alpi, della Cordigliera Betica, della maggior parte della Corsica Alpina e della Calabria sono caratterizzate prevalentemente da un’impronta metamorfica di media-alta pressione e bassa temperatura (Principi et al., 2004 *cum bibl.*), mentre quelle dell’Appennino Settentrionale hanno subito un metamorfismo polifasico sin-orogenico di basso grado (Lucchetti et al, 1990; Leoni et al., 1996).

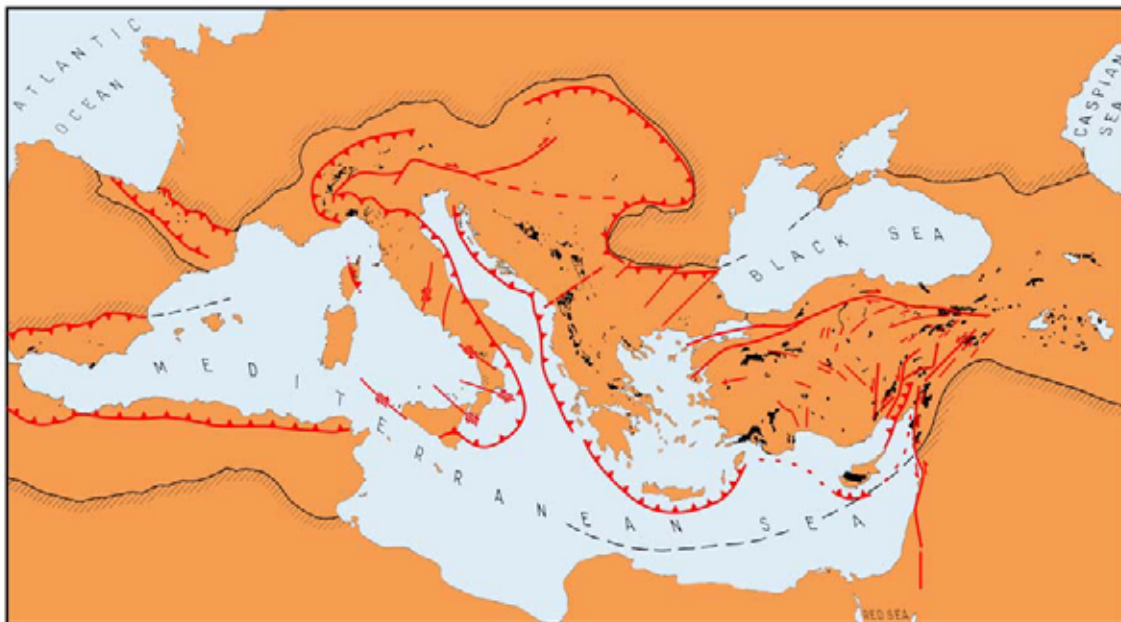


Fig. 1.1 – Distribuzione delle ofioliti (aree in nero) nelle principali catene orogeniche (linee ombreggiate) peri-mediterranee (tratta e modificata da Bortolotti & Principi, 2005).

Nelle catene orogeniche citate, le ofioliti occupano le posizioni più interne e strutturalmente più elevate rispetto alle altre unità tettoniche. Pur rappresentando lembi di litosfera oceanica provenienti da settori differenti della Tetide Occidentale e nonostante un’evoluzione strutturale pre-\sin-orogenica molto complessa, queste ofioliti conservano delle peculiarità, che le rendono indiscutibilmente simili tra loro:

- età riferibile al Giurassico Medio-Superiore;
- prodotti magmatici ad affinità MORB;
- successioni ridotte: sedimenti pelagici direttamente sul basamento peridotitico serpentizzato (localmente intruso da gabbri) ed oficalcitizzato; assenza del complesso filoniano e scarsità di basalti.

Le ofioliti dell'Appennino Settentrionale, essendo interessate solo da una blanda impronta metamorfica orogenica, preservano meglio delle altre le caratteristiche mineralogico-petrografiche e strutturali primarie. Per questo motivo, il loro studio strutturale-petrografico consente di ottenere informazioni inerenti le fasi di apertura oceanica e di discriminare le deformazioni oceaniche da quelle prodottesi in contesto orogenico.

In generale, il rilevamento delle successioni ofiolitiche permette di osservare in continuo sul terreno le caratteristiche litologiche e strutturali, legate alla formazione ed all'evoluzione di antica crosta oceanica e di ottenere tutte quelle informazioni che negli attuali sistemi di dorsale possono essere raccolte solo attraverso prelievi puntuali, durante le spedizioni oceanografiche (es. *Ocean Drilling Program-ODP*, *Integrated Ocean Drilling Program-IODP*).

1.1 SCOPI E FINALITÀ DEL LAVORO

A partire dalla fine degli anni '60, sono stati molti gli studi di carattere sia geologico che mineralogico-petrografico, che hanno riguardato le ofioliti dell'Appennino Settentrionale (Passerini, 1965; Abbate & Sagri, 1970; Bezzi & Piccardo, 1971; Decandia & Elter, 1972; Cortesogno et al., 1975). Tuttavia, solo a partire dalla fine degli anni '80, su queste successioni sono stati pubblicati studi di carattere prettamente strutturale (Cortesogno et al., 1987; Hoogerduijn-Strating, 1988; 1991; Molli 1992; 1994; 1995; 1996; Marroni, 1991; Hoogerduijn-Strating et al., 1993; Treves & Harper, 1994).

Pertanto, l'obiettivo principale di questa tesi di dottorato è quello di condurre uno studio geologico-strutturale di dettaglio su successioni ofiolitiche selezionate dell'Appennino Settentrionale, al fine di ottenere dati oggettivi che possano essere utili per ricostruire la loro evoluzione, con particolare riguardo alle fasi magmatico-metamorfiche pre-orogeniche.

Gli studi condotti sono stati incentrati prevalentemente sugli aspetti geologico-strutturali inerenti l'evoluzione pre-orogenica del basamento ofiolitico. Con questo scopo, si è scelto di studiare, in particolare, il massiccio gabbrico del Bracco (Liguria orientale), dove è presente una delle successioni ofiolitiche meglio esposte dell'Appennino Settentrionale. Inoltre, le medesime problematiche sono state indagate anche in altre due successioni ofiolitiche della Toscana: Punta Fetovaia (Isola d'Elba-LI) e Castel Sonnino (LI).

1.2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELLE AREE DI STUDIO

Il Passo del Bracco (SP) è situato nella Liguria orientale tra La Spezia e Sestri Levante, pochi chilometri nell'entroterra di Levante e di Bonassola (Fig. 1.2.1).

In Toscana (Fig. 1.2.1), sono state prese in esame le aree di Castel Sonnino (LI) e di Punta Fetovaia (Isola d'Elba-LI). L'area di Castel Sonnino si trova nei pressi del centro abitato di Quercianella, lungo la costa Tirrenica, qualche chilometro a sud di Livorno. La penisola di Punta Fetovaia è situata nella parte sud-occidentale dell'Isola d'Elba, nella propaggine centro-occidentale del Monte Capanne.

Le successioni studiate appartengono ad unità tettoniche diverse, pertanto prive di continuità strutturale.



Fig. 1.2.1 – Foto da satellite della penisola italiana. Aree di studio: 1 - Passo del Bracco, 2 - Castel Sonnino, 3 - Punta Fetovaia.

1.3 METODI DI STUDIO

Verranno qui di seguito brevemente descritte tutte le metodologie di studio adottate.

1.3.1 RILEVAMENTO GEOLOGICO

Come basi geologiche di riferimento per lo studio delle varie aree prese in esame sono state consultate le cartografie geologiche già disponibili:

- **Bracco (SP):** Carta geologica delle ofioliti del Bracco tra Levanto e Velva (scala 1: 25.000; Cortesogno et al., 1981);
- **Castel Sonnino-Quercianella (LI):** Carta geologica dei comuni di Livorno e Collesalveti (Scala 1:25.000; Lazzarotto et al., 1987), Sezione n° 284090 progetto CARG Regione Toscana (scala 1.10.000);
- **Punta Fetovaia (Isola d'Elba – LI):** Carta Geologica dell'Isola d'Elba – Foglio occidentale (scala 1:25.000; Barberi et al., 1967), carta geologica allegata alla tesi (PhD) di Spohn (1981), Sezione n° 328060 progetto CARG Regione Toscana (scala 1.10.000);

Per rispondere alla necessità di un maggior dettaglio nella mappatura geologica, si è deciso di eseguire, per particolari aree, nuovi rilevamenti alla scala 1:5.000 e 1:2.000.

Come basi topografiche sono state usate le seguenti:

- **Bracco (SP):** Carte Tecniche della Regione Liguria, in scala 1:5.000 (232112 - M. San Nicolao, 232123 – Carro, 232151 - Piazza, 232164 - Mattarana);
- **Castel Sonnino-Quercianella (LI):** Carta Tecnica della Regione Toscana, in scala 1:2.000 (15E48-6866);
- **Punta Fetovaia (Isola d'Elba – LI):** Carta Tecnica della Regione Toscana, in scala 1:5.000 (328061);

Le carte geologiche originali prodotte sono riportate in parte nel testo ed in parte in allegato.

1.3.2 ANALISI STRUTTURALE

In tutte le aree prese in esame è stato condotto uno studio strutturale di dettaglio alla meso- ed alla micro-scala, con lo scopo di definire lo stile deformativo, la cronologia relativa degli eventi e le trasformazioni metamorfiche che hanno interessato i volumi di roccia indagati.

I criteri usati per stabilire l'ordine cronologico degli eventi sono basati essenzialmente sul principio geometrico di sovrapposizione, per il quale le strutture più vecchie sono deformate, tagliate ed, eventualmente, ri-orientate da quelle più giovani. Quindi, per poter ricostruire un'esatta cronologia relativa di tutti gli eventi, è stato necessario individuare sul terreno determinati volumi di roccia che, in virtù di una certa continuità e di una buona qualità di affioramento (favorevole esposizione dei *fabrics*, moderata alterazione

della roccia), consentissero di osservare la sovrapposizione di tutte le fasi deformative ad essi associate. Per quanto riguarda le strutture "isolate", prive cioè di continuità geometrica con tutte le altre, l'attribuzione ad una determinata fase deformativa è avvenuta attraverso vari criteri: caratteristiche petrografiche e microstrutturali dei *fabrics* metamorfici, orientazioni e stili deformativi, tipi di figure d'interferenza e sensi di asimmetria delle pieghe.

Per ciascuna area, o porzione di essa, una volta definita la cronologia degli eventi deformativi, sono state misurate tutte le caratteristiche geometriche e le orientazioni delle diverse strutture. I dati ottenuti (foliazioni, lineazioni, assi di pieghe, piani assiali, etc.), ripartiti per fase e tipo di struttura, sono stati quindi elaborati e rappresentati attraverso proiezioni stereografiche (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Particolarmente utile, soprattutto per quanto riguarda lo studio delle zone di taglio nei gabbri, è stata l'analisi micro-strutturale. Oltre che per la definizione del numero e dell'ordine cronologico di sviluppo dei diversi *fabrics* metamorfici, l'osservazione al microscopio polarizzatore ha consentito di determinare i sensi di movimento della maggior parte delle zone di taglio milonitiche. A questo scopo, durante il rilevamento geologico-strutturale, sono stati prelevati numerosi campioni orientati.

Nell'insieme, le tecniche d'analisi di terreno utilizzate sono quelle di Turner & Wiess (1963), Ramsay & Huber (1987) e Passchier (1990); lo studio micro-strutturale è stato condotto secondo i criteri di Passchier & Trouw (1996).

1.3.3 ANALISI PETROGRAFICHE

L'analisi petrografica è stata condotta attraverso lo studio in microscopia ottica in luce trasmessa polarizzata (MOLP) di 70 sezioni sottili relative a campioni di roccia significativi.

Questo tipo di analisi è stata indispensabile, oltre che per il semplice riconoscimento di particolari litotipi, come ausilio per le indagini strutturali di terreno, permettendo di definire le diverse paragenesi ed i rapporti blastesi\deformazione per ogni fase metamorfico\deformativa riconosciuta.

In alcune successioni gabbriche solo attraverso l'analisi petrografica è stato possibile discriminare le fasi magmatiche da quelle metamorfiche.

1.3.4 ANALISI CHIMICHE

Su alcuni campioni, selezionati durante l'analisi petrografica al microscopio ottico, sono state condotte analisi mediante microsonda elettronica RX, per determinare l'esatta composizione chimica di determinate fasi mineralogiche e risalire con più accuratezza alle condizioni metamorfiche di formazione.

Per ciascuna fase mineralogica analizzata è stata ottenuta una composizione chimica, espressa in ossidi, dei dieci elementi principali: Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Ca, K, Na.

I dettagli delle analisi sono riportati nel testo.

Le analisi sono state effettuate usando una microsonda elettronica modello Cameca Sx (Laboratorio di microanalisi, Università di Padova), provvista di quattro spettrometri a dispersione di lunghezza d'onda e

operante alle seguenti condizioni: potenziale di accelerazione 15 kV, intervallo di misura 15 s (10 s per ogni elemento/picco più 5 s per il fondo), corrente di eccitazione (beam) 15 nA, diametro del fascio compreso tra 1 e 2 μm . I dati sono stati acquisiti ed elaborati tramite il *software* PAP.

Le specie mineralogiche analizzate sono state: anfiboli, pirosseni e plagioclasti; compatibilmente con le dimensioni dei singoli cristalli, si è cercato di valutare la variazione composizionale interna agli stessi, dal nucleo verso il bordo.

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino Settentrionale (Fig. 2.1.1) è una catena di forma arcuata, che si sviluppa per oltre 500 km, tra la costa ligure-tirrenica e la Pianura Padana. Le unità tettoniche che la costituiscono sono tradizionalmente assegnate a quattro domini paleogeografici (Fig. 2.1.2): Ligure (dominio oceanico), Toscano e Umbro-Marchigiano (domini continentali) ed infine Subligure (dominio a substrato continentale assottigliato, posto in posizione intermedia tra quello Ligure e quello Toscano).

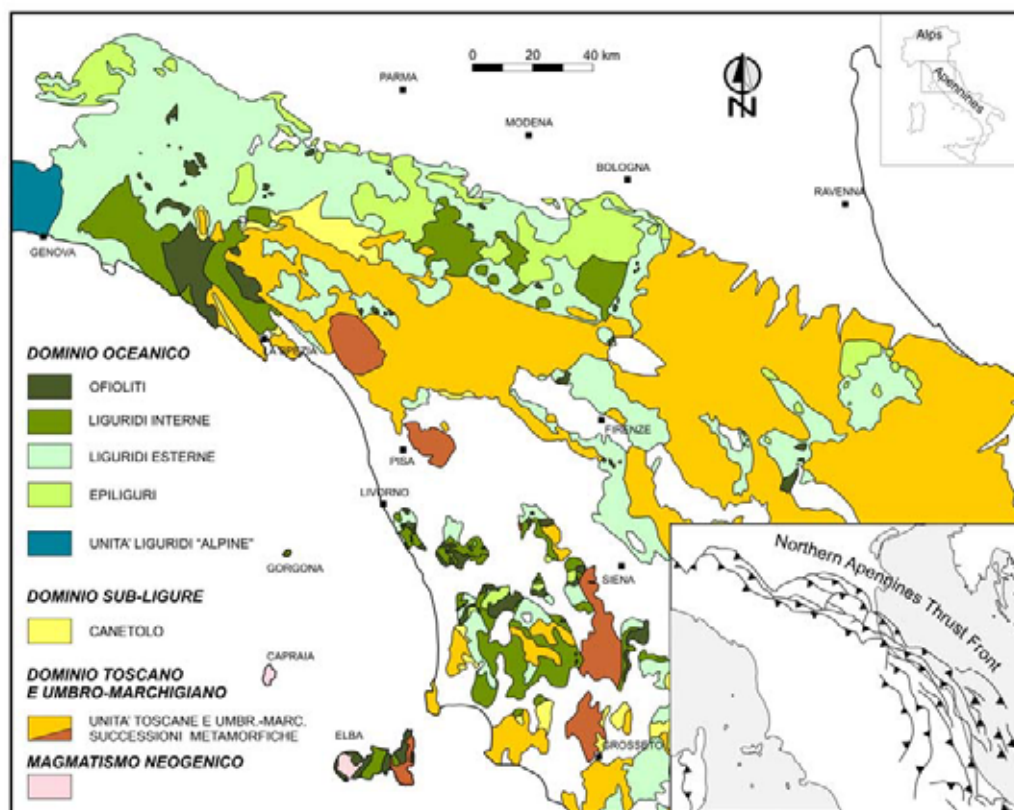


Fig. 2.1.1 – Carta tettonica schematica dell'Appennino Settentrionale (tratta e modificata da Principi et al., 2004 *cum bibl.*).

Il Dominio Ligure, oggetto di questo dottorato di ricerca, comprende più unità tettoniche, rappresentate da successioni, di età compresa tra il Malm e l'Eocene superiore, originatesi all'interno dell'Oceano Ligure-Piemontese; quest'ultimo rappresentava una porzione della Tetide occidentale, settore oceanico posto tra il margine continentale europeo e la placca Adria, di pertinenza del margine continentale africano (Bortolotti et al., 1991 *cum bibl.*). Dopo la fase di *rifting* triassico e la formazione della crosta oceanica nel Giurassico Medio (Piccardo et al., 1992; Principi et al., 2004 *cum bibl.*), questo dominio è stato coinvolto nei fenomeni di sottoscorrimento legati all'attivazione del margine europeo (Massiccio Córso-Sardo), tra il Cretaceo Superiore ed il Paleocene, e nella collisione tra i due margini continentali, europeo ed adriatico, nell'Eocene medio-superiore (Abbate et al., 1980a; Treves, 1984; Principi & Treves, 1984; Galbiati, 1990; Hoogerduijn-

Strating, 1991; Marroni & Pandolfi, 1996), subendo deformazione e metamorfismo. I rapporti strutturali di sovrapposizione tra le Unità Liguri sono sigillati dalle successioni sedimentarie del Bacino Terziario Piemontese e dalle successioni Epiliguri di Ranzano-Bismantova (Eocene Superiore?/Oligocene-Messiniano: Marroni & Pandolfi, 2007 *cum bibl.*). Nell'Oligocene superiore il prisma d'accrescimento ligure viene traslato sul Dominio Sub-Ligure; poi, nel Miocene inferiore, sovrascorre sul Dominio Toscano e, infine, nel Miocene superiore, sul Dominio Umbro-Marchigiano (Elter, 1975a; Principi & Treves, 1984 *cum bibl.*; Marroni et al., 2002).

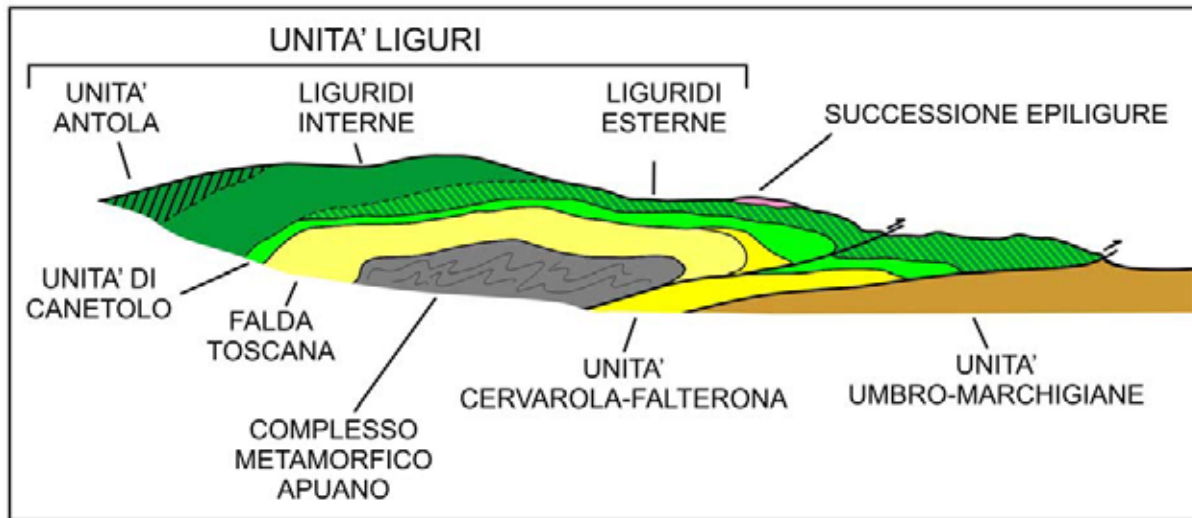


Fig. 2.1.2 - Sezione schematica dell'Appennino Settentrionale (tratta e modificata da Elter, 1975a).

2.2 IL DOMINIO LIGURE

Le unità del Dominio Ligure sono state suddivise, in base a considerazioni sia stratigrafiche che strutturali, in due gruppi: Liguridi Interne e Liguridi Esterne (Elter et al., 1966; Elter & Pertusati, 1973; Elter, 1975a-b). Dal punto di vista paleogeografico, le Liguridi Esterne derivano da un settore adiacente al margine continentale della Placca Adria (Abbate et al., 1980a), mentre le Liguridi Interne, relative ad un settore più interno rispetto alle altre, sono considerate prettamente rappresentative della litosfera dell'Oceano Ligure-Piemontese del Giurassico Medio-Superiore (Decandia & Elter, 1972; Abbate et al., 1980a). Dal punto di vista strutturale (Fig. 2.1.2), le seconde occupano la posizione tettonica più elevata nell'edificio strutturale appenninico, essendo sovrascorse sulle prime, mentre sono a loro volta tettonicamente sottostanti all'Unità Antola (Elter & Pertusati, 1973).

Sia le unità tettoniche relative al Dominio Ligure Interno, che quelle relative al Dominio Ligure Esterno sono caratterizzate dalla presenza di ofioliti s.s., che però assumono significati diversi nei due domini. Nelle Liguridi Interne, le ofioliti conservano spesso la posizione originaria rispetto alla successione stratigrafica, della quale rappresentano quindi il basamento oceanico primario. Nelle Liguridi Esterne invece, le ofioliti, che talvolta conservano lembi di successione sedimentaria giurassica, non sono mai presenti in posizione primaria, comparendo invece come masse di dimensioni anche plurichilometriche (es. Val Tiberina: Bortolotti, 1962), intercalate a sedimenti di età cretacea superiore. La presenza di questi corpi ofiolitici, nelle Liguridi Esterne, è frequentemente accompagnata da fenomeni di detritismo ofiolitico. Studi di carattere

geochimico e petrografico, svolti sin di primi anni '80 (Beccaluva et al., 1980; 1984; 1989), hanno tra l'altro evidenziato differenze di carattere composizionale e nel grado di evoluzione tra le peridotiti delle Liguridi Interne e quelle intercalate nei sedimenti delle Liguridi Esterne. Le prime sono impoverite in componenti fusibili ed hanno un contenuto in clinopirosseni inferiore al 10%, mentre le seconde sono relativamente fertili (poco impoverite in componenti fusibili) ed hanno un maggior contenuto in clinopirosseno, circa il 15% (Piccardo et al., 1992).

2.2.1 LE UNITÀ LIGURI INTERNE

Le Liguridi Interne affiorano nell'Appennino Ligure, lungo la costa della Toscana centrale e all'Isola d'Elba; sono costituite da una sequenza oceanica giurassico-paleocenica ("Supergruppo della Val di Vara": Abbate et al., 1980a), con le ofioliti, che rappresentano la litosfera oceanica, in posizione primaria rispetto alle coperture sedimentarie soprastanti. Le ofioliti s.s. comprendono un basamento, costituito da ultramafiti serpentizzate e gabbri, ed una porzione vulcano-sedimentaria, che include brecce ofiolitiche, radiolariti e colate basaltiche e prosegue, verso l'alto, con una successione sedimentaria tipica di età Calloviano-Santoniano, rappresentata da Diaspri di Monte Alpe, Calcari a Calpionella ed Argille a Palombini (Principi et al., 2004 *cum bibl.*). Queste ultime passano, verso l'alto, all'insieme Scisti della Val Lavagna-Arenarie di Monte Gottero (Principi et al., 2004 *cum bibl.*). La successione delle Liguridi Interne termina con la Formazione di Colli/Tavarone-Scisti del Bocco (Paleocene inferiore: Passerini & Pirini, 1964), che giace in discordanza su alcuni termini più antichi (Meccheri et al., 1986 *cum bibl.*).

I dati fin ora disponibili hanno permesso di dividere il Dominio Ligure Interno in tre settori, in base alla posizione geografica e ai caratteri stratigrafici e metamorfico-deformativi; essi sono: SESTRI-VOLTAGGIO, che comprende le Unità tettoniche Cravasco-Voltaggio e Figogna; VAL TREBBIA-VAL SCRIVIA, formato dall'Unità Portello, dall'Unità Vermallo e dall'Unità Due Ponti; VAL LAVAGNA-BRACCO, che include l'Unità Gottero, l'Unità Bracco/Val Graveglia e l'Unità Colli/Tavarone (Pandolfi & Marroni, 1996). Il settore Val Trebbia-Val Scrivia è caratterizzato da successioni prive di basamento oceanico, corrispondenti a sequenze torbiditiche prevalentemente carbonatiche molto potenti, di età Cretaceo Superiore-Paleocene; gli altri due settori mostrano invece un substrato ofiolitico in posizione primaria, ma differiscono per le condizioni metamorfiche di picco: scisti blu di bassa temperatura o facies pumpellyite-actinolite per il settore Sestri-Voltaggio, facies prehnite-pumpellyite per il settore Val Lavagna-Bracco. Le Unità Liguri Interne sono delimitate ad ovest dalla "linea Sestri-Voltaggio", che le separa dal Gruppo di Voltri, costituito da meta-ofioliti e calcescisti con paragenesi di alta pressione e bassa temperatura e, ad est, dal contatto tettonico con le Unità Liguri Esterne, corrispondente in parte con la "linea Ottone-Levanto". Per quanto riguarda le successioni affioranti in Toscana, lo studio è reso molto complesso a causa della scarsità e dell'estrema discontinuità degli affioramenti. Spesso sono state genericamente definite successioni Liguri Interne dei semplici affioramenti isolati di litosfera oceanica, i cui rapporti con le coperture sedimentarie sono frequentemente risultati ambigui e di interpretazione non univoca. Usando come criterio la posizione geografica ed i caratteri metamorfico-deformativi, si possono riconoscere essenzialmente due settori: uno occidentale-tirrenico, nel quale affiorano prevalentemente le ofioliti affette da metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, ed uno orientale, della Toscana costiera (comprendente anche parte dell'Isola d'Elba),

nel quale affiorano le successioni non metamorfiche. Le successioni metamorfiche, che affiorano essenzialmente nelle isole dell'Arcipelago Toscano e presso il Monte Argentario, sono rappresentate dall'Unità Ofiolitica dell'Isola di Gorgona, dall'Unità dell'Acquadolce (Isola d'Elba), dall'Unità del Giglio (Isola del Giglio) e dall'Unità di Cala Grande (M. Argentario). Queste unità sono costituite da calcescisti con ofioli, affetti da un metamorfismo alpino di alta pressione e bassa temperatura (Capponi et al., 1997; Theye et al., 1997; Pandeli et al., 2001; Rossetti et al., 2001; Elter & Pandeli, 2002; Orti et al., 2002). Le successioni delle Liguridi Interne non metamorfiche, invece, partendo da occidente, sono rappresentate dall'Unità del Flysch Cretaceo e dall'Unità Ofiolitica, entrambe affioranti all'Isola d'Elba, dall'Unità Montignoso e dall'Unità del Torrente Lupicaia, affioranti nella Toscana Marittima (Nirta, 2006). All'Isola d'Elba l'Unità del Flysch Cretaceo è rappresentata da torbiditi del Cretaceo Superiore, con composizione mista silicoclastica-carbonatica, organizzate in una successione basale costituita da conglomerati e arenarie grossolane (torbiditi ad alta densità), che passa verso l'alto ad arenarie silicoclastiche intervallate a torbiditi a composizione carbonatica (Helmintoidi Auctt). L'Unità del Volterraio è composta invece da un basamento ofiolitico e dalle relative coperture sedimentarie giurassiche, con successioni sia complete che ridotte (Bortolotti et al., 2001a). Nell'isola è presente una terza successione attribuibile al Dominio Ligure: l'Unità del Flysch Paleogenico (Bortolotti et al., 2001a, *cum bibl.*). Questa è costituita essenzialmente da una successione torbiditica argilloso-marnosa di età paleocenica?-eocenica (Perrin, 1975), la cui interpretazione paleogeografica (Dominio Ligure interno o esterno) rimane tuttavia ancora ambigua e dibattuta. Nella Toscana Marittima si trovano invece l'Unità Montignoso, costituita da Argille a Palombini (Cretaceo Inferiore), a cui sono associate tettonicamente masse ofiolitiche disarticolate di dimensioni molto variabili e l'Unità del Torrente Lupicaia, rappresentata da affioramenti isolati di arenarie torbiditiche di età Maastrichtiano-Paleocene, molto simili alla porzione superiore della successione del Flysch Cretaceo dell'Isola d'Elba.

2.2.2 LE UNITÀ LIGURI ESTERNE

Le Liguridi Esterne affiorano nell'Appennino Ligure-Emiliano, nell'entroterra toscano e nell'Appennino Tosco-Marchigiano e sono sovrapposte tettonicamente all'Unità di Canetolo e alle Unità Toscane. Sono caratterizzate da successioni bacinali cretacee-eoceniche e non conservano mai l'originario basamento ofiolitico, dal quale si sono scollate tettonicamente a livello dei "complessi di base", di età compresa tra il Coniaciano e il Campaniano (Argille a Palombini *Auctt.*). Questi ultimi sono costituiti principalmente da successioni argillose emipelagiche (es.: argilliti varicolori), che includono depositi silicoclastici grossolani, provenienti sia da domini oceanici (Complesso di Casanova e Complesso di Monte Veri), sia da domini continentali (Arenarie di Ostia, Arenarie di Scabiazza e Conglomerati dei Salti del Diavolo). Nelle Liguridi Esterne, le ofioli sono presenti solo come olistoliti (*slide blocks*), spesso di dimensioni chilometriche, e clasti negli olistostromi intercalati nelle successioni sedimentarie cretaceo-eoceniche. Pertanto, il substrato originario di queste successioni è attualmente sconosciuto anche se, in base alle caratteristiche geochemiche delle ofioli (Piccardo et al., 1990) e delle associazioni di queste con rocce di litosfera continentale (granitoidi) o di mantello sub-continentale (granuliti acide e basiche: Marroni & Tribuzio, 1996; Marroni et al., 2002), se ne ipotizza l'appartenenza ad un dominio di tipo oceanico transizionale o di tipo continentale

assottigliato (Bertotti et al., 1986; Molli, 1996). Al tetto dei complessi di base, possono essere presenti torbiditi calcareo-marnose e subordinatamente silicoclastiche (flysch ad helmintoidi *Auctt.*), di età variabile tra il Campaniano medio/superiore e l'Eocene medio.

L'insieme delle successioni Liguri Esterne può essere schematizzato in una serie di sette distinte unità tettoniche (Elter & Marroni, 1991; Elter 1997), che, dalla più alta alla più bassa, sono: Unità Antola, Unità Ottone (Unità del Flysch ad helmintoidi di Ottone\S. Stefano), Unità Monte delle Tane, Unità Orocco, Unità Cassio, Unità Farini (Unità Dosso) ed Unità Bettola (Unità Caio).

Analogamente alle Unità Liguri Interne, anche le Unità Liguri Esterne della Toscana affiorano in maniera frammentaria e discontinua. Per questo motivo, talvolta, le medesime unità sono note, nella letteratura geologica, con nomi diversi per aree diverse di affioramento; questo accade in particolare là dove la presenza di estese coperture neogenico-quadernarie rende difficili le correlazioni a scala regionale. Nirta (2006) ha tentato di correlare le varie successioni delle Liguridi Esterne della Toscana ed ha proposto la suddivisione in quattro unità tettoniche (Fig. 2.2.2). Partendo dalla più alta, esse sono: Complesso di Scaglie tettoniche ofiolitiche (Unità Vara *p.p.*, l'Unità Ofiolitica Inferiore e Unità Ofiolitica di Monteverdi Marittimo-Lanciaia), Unità Castelnuovo Val di Cecina (Unità del Flysch calcareo-marnoso, Unità ofiolitica Monteverdi Marittimo-Lanciaia), Unità Castelluccio (Unità Ofiolitica di Montaione) e Unità Morello (Supergruppo della Calvana ed Unità Santa Fiora).

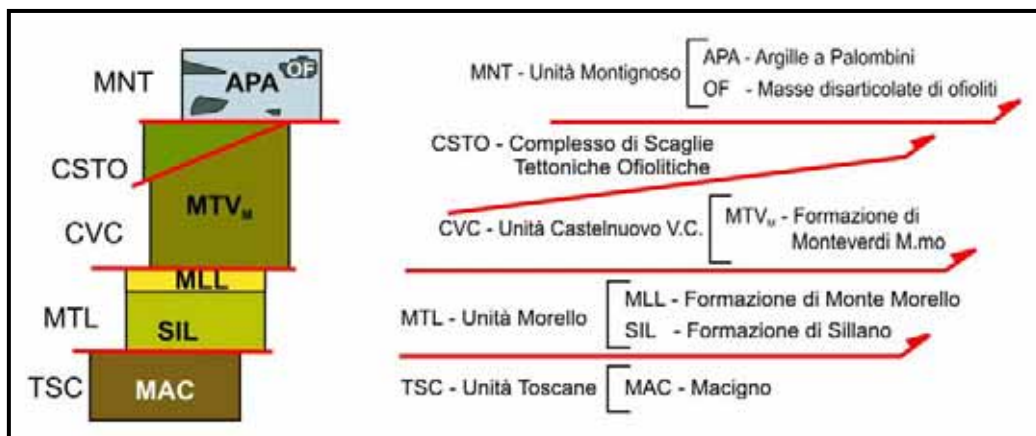


Fig. 2.2.2.1 - Impilamento delle principali Unità Tettoniche Liguri Esterne della Toscana (tratto e modificato da Nirta, 2006)

2.3 LA CROSTA OCEANICA GIURASSICA

La successione ofiolitica delle Liguridi Interne, considerata rappresentativa della litosfera oceanica giurassica, denominata storicamente “Supergruppo della Val di Vara” (Abbate et al., 1970), risulta molto particolare, se confrontata con quella “classica” di Troodos nell’isola di Cipro (Fig. 2.3.1) e con la sezione tipo di crosta oceanica definita da Moores & Vine (1971) ed in occasione della Penrose Conference (Anonimo, 1972).

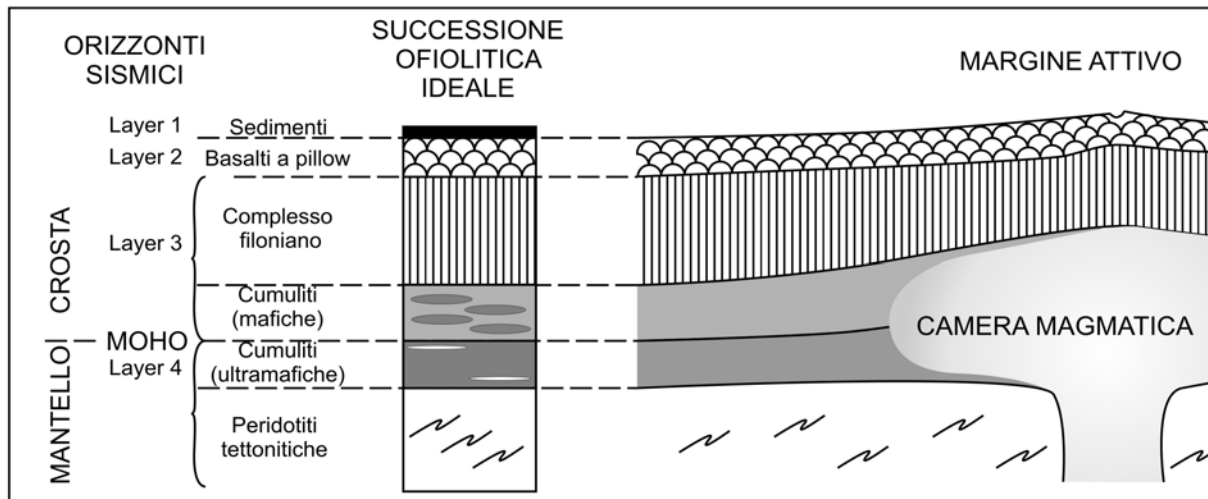


Fig. 2.3.1 – Sequenza ofiolitica ideale e relativo margine attivo proposto per la successione ofiolitica di Troodos (tratta e modificato da Greenbaum, 1972).

La serie ofiolitica che si ottiene integrando le stratigrafie delle diverse unità e/o sub-unità liguri interne, è rappresentata da un basamento mafico-ultramafico, sul quale poggia direttamente il complesso vulcano-sedimentario (Fig. 2.3.2 e Fig. 2.3.3). In particolare:

Basamento: è costituito da peridotiti di mantello (da lherzoliti ad harzburgiti; Cortesogno et al., 1987) impoverite, diffusamente serpentinizzate, intruse da gabbri ad affinità MORB (Beccaluva et al., 1980; 1984; Serri, 1980; Hebert et al., 1989). I gabbri, all’interno delle peridotiti incassanti, possono essere presenti sia localmente, come filoni o inclusioni lenticolari circoscritte, sia come complessi intrusivi di dimensioni chilometriche o plurichilometriche (es. complesso gabbri del Bracco). Ai gabbri possono trovarsi associati vari differenziati; sono presenti: duniti, gabbri ad ossidi di Mg (“Mg-gabbri” *auctf.*), troctoliti, gabbri olivini ed a solo pirosseno, gabbri noriti (gabbri intermedi), gabbri e dioriti ad ossidi di Fe ed infine plagiograniti (Beccaluva et al., 1980; Serri, 1980; Hebert et al., 1989). Mentre i termini gabbri ad ossido di Mg sono presenti in giacitura primaria, i gabbri e le dioriti ad ossido di Fe sono presenti come clasti all’interno delle brecce ofiolitiche. In altri settori dell’Appennino Settentrionale, invece, localmente, questi differenziati intrudono i termini gabbri meno evoluti (Bortolotti et al., 2001b). Talvolta sono presenti filoni basaltici (MORB: Beccaluva et al., 1980; 1984; Serri, 1980; Cortesogno et al., 1987), che attraversano sia i gabbri che le peridotiti, sia isolati che organizzati in famiglie; manca tuttavia un vero e proprio complesso filoniano. Esigue

porzioni di quest'ultimo, sono state riconosciute esclusivamente in Toscana meridionale (Bortolotti et al., 2001b) ed all'Isola d'Elba (Bortolotti et al., 2001a). Proprio in quest'ultima località lo stesso sistema filoniano è attraversato da dicchi plagiogranitici (Bortolotti, comunicazione personale). Il basamento peridotitico, nella parte superiore, risulta intensamente fratturato, brecciato, ricoperto da basalti (massivi od a *pillow*, con affinità N-MORB: Rampone et al., 1996; 1998) e/o da livelli radiolaritici (Treves & Harper, 1994; Bortolotti et al., 2001b). I livelli brecciati, che sono al tetto delle peridotiti serpentinizzate (Fig. 2.3.2), rappresentano le oficalciti (Brecce di Levante *auctt.*), brecce di origine tettonico-idrotermale (Treves & Harper, 1994). Queste ultime sono caratterizzate da sistemi di fratture riempite da calcite, clasti di serpentine e carbonati micritici. Nella parte sommitale queste brecce subiscono una parziale rielaborazione, dando origine a livelli di brecce sedimentarie (es. Brecce di Framura e Brecce di Bonassola).

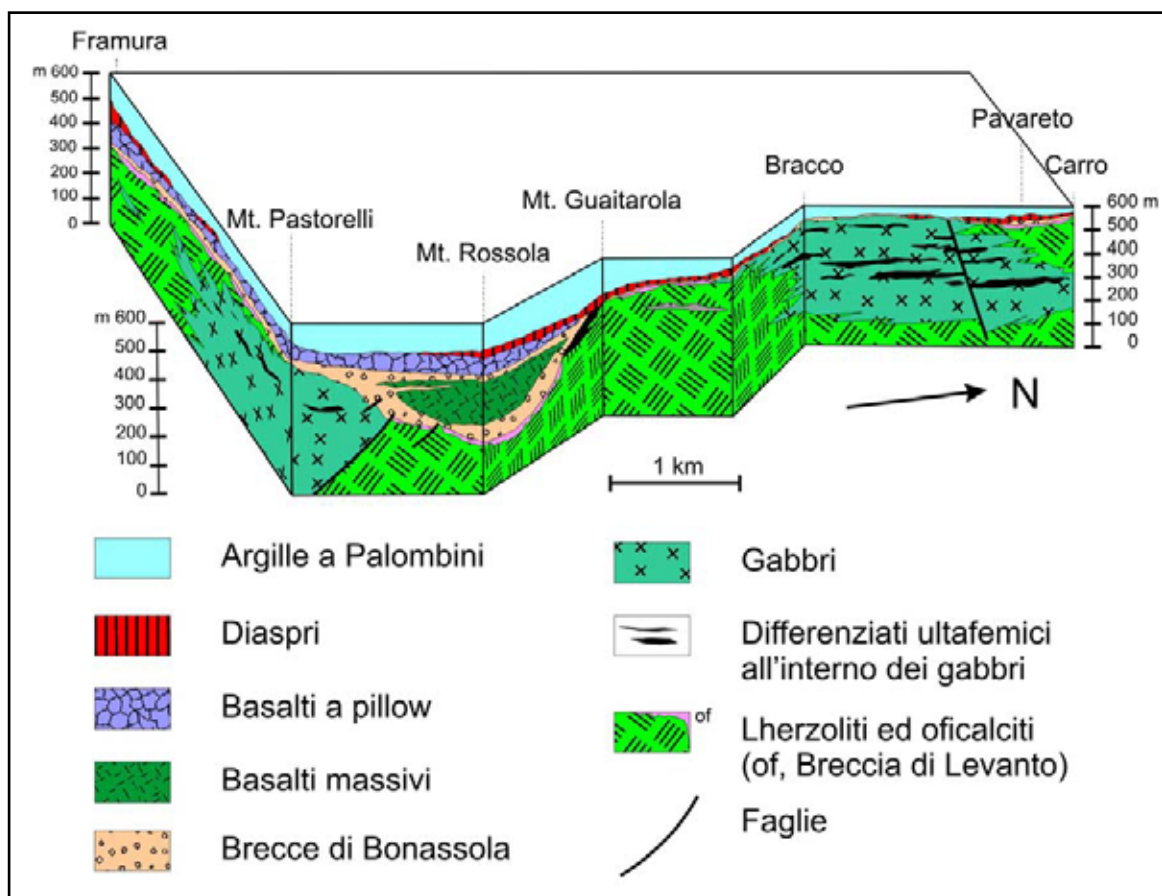


Fig. 2.3.2 – Ricostruzione palinspastica della litosfera oceanica per le ofioliti della sequenza Bracco-Levanto (tratta e modificato da Cortesogno et al., 1987).

Complesso vulcano-sedimentario: consiste in un'associazione variamente organizzata di brecce, basalti e diaspri (Gianelli & Principi, 1974). Generalmente questa successione parte dal basso con delle brecce ofiolitiche, nelle quali i clasti e la matrice hanno delle composizioni che riflettono la natura del basamento ofiolitico sottostante. A questi livelli seguono generalmente basalti a *pillow* e, più raramente, massivi (area di Levante), il cui spessore può raggiungere e superare i 200 m (Beccaluva et al., 1980; 1989; Bortolotti et al., 2001b). A quest'attività magmatica è generalmente associata una

ricristallizzazione metamorfica delle breccie ofiolitiche e, localmente, anche dei livelli di diaspri a queste associati (Cortesogno et al., 1994). I basalti sono a loro volta coperti da una seconda generazione di breccie (Fig. 2.3.3), i cui clasti sono prevalentemente costituiti da gabbri, meta-gabbri e peridotiti serpentinizzate. La sequenza prosegue quindi verso l'alto rispettivamente con Diaspri di Monte Alpe, Calcari a Calpionella (Berrasiano-Valanginiano: Bortolotti et al., 2001b) e Argille a Palombini (Valanginiano-Cretaceo Superiore: Abbate et al., 1970; Decandia & Elter 1972; Abbate et al., 1980b; 1984). All'Isola d'Elba e presso Murlo (SI), in Toscana, è inoltre presente una formazione di transizione tra i Diaspri di Monte Alpe ed i Calcari a Calpionella: la Formazione di Nisportino (Bortolotti et al., 2001a). Nelle successioni liguri tipo-“Supergruppo della Val di Vara” spesso i Calcari a Calpionella possono non essere presenti e si assiste al passaggio stratigrafico diretto tra i Diaspri e le Argille a Palombini.

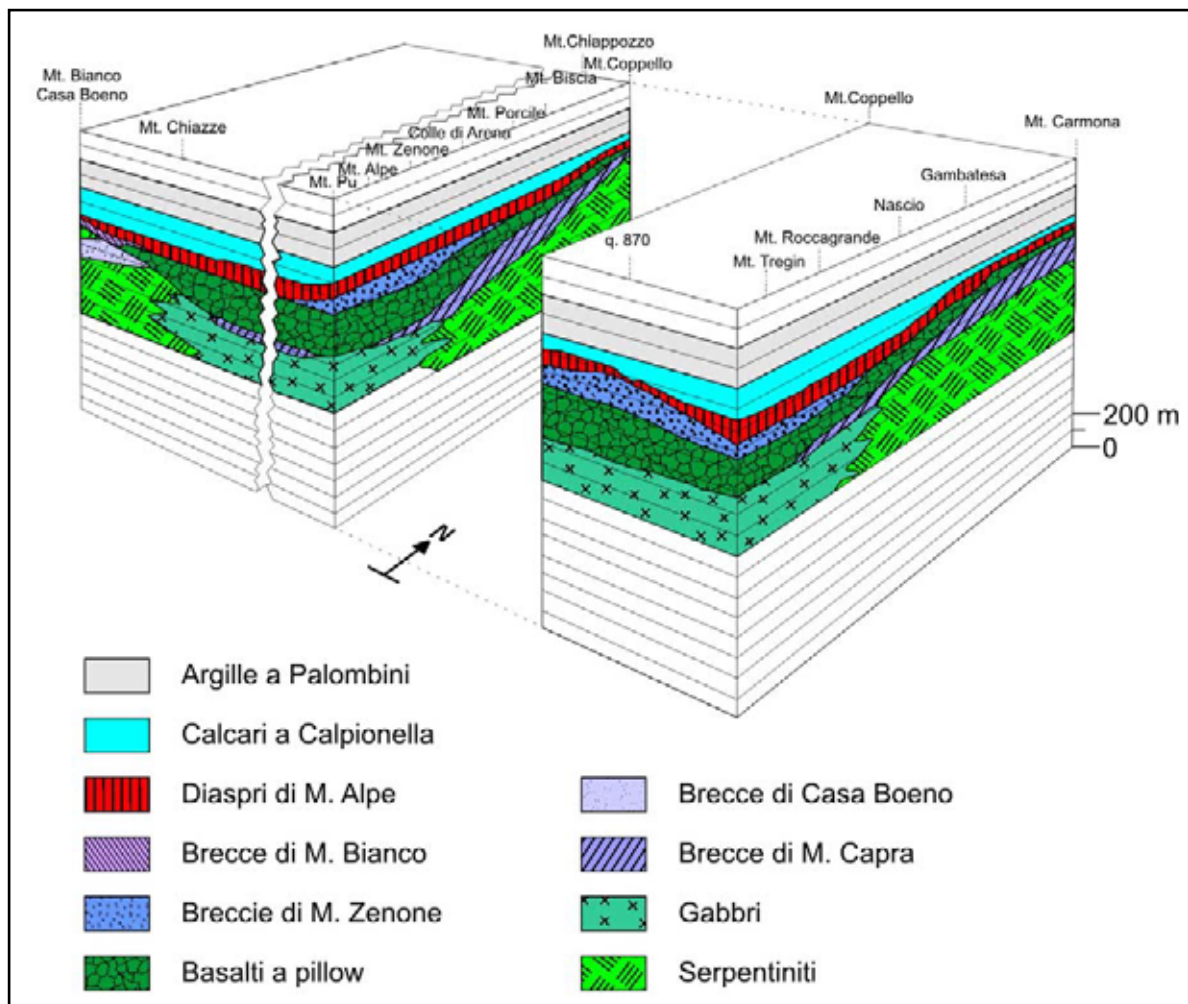


Fig. 2.3.3 – Ricostruzione palinspastica della litosfera oceanica per le ofioliti delle sequenze del Bargonasco-Val Graveglia (tratta e modificato da Abbate et al., 1992).

2.4 L'APERTURA OCEANICA

La fase di oceanizzazione, che caratterizza il dominio Ligure-Piemontese a partire dal Giurassico Medio, viene riferita ad un generale regime trascorrente sinistro, innescato dalla migrazione verso est della placca africana rispetto a quella europea, considerata fissa (Savostin et al., 1986; Dewey et al., 1989). Secondo alcuni autori la Tetide occidentale, della quale l'oceano Ligure-Piemontese fa parte, può essere considerata come il prolungamento verso oriente dell'Atlantico Centrale (Fig. 2.4.1) (Le Pichon, 1968; Abbate et al., 1970; Pitman & Talwani, 1972; Abbate et al., 1980a; Principi & Treves, 1984; Savostin et al., 1986; Principi et al., 2004; Bortolotti & Principi, 2005).

Gli studi eseguiti sulle ofioliti delle Alpi e dell'Appennino hanno spinto diversi autori (Passerini, 1965; Abbate et al., 1972; 1980a; 1986; Elter, 1972; Bortolotti et al., 1976; Folk & Mc Bride, 1976; Cortesogno et al., 1978; 1979; 1987; Lemoine, 1980;

Weissert & Bernoulli, 1985; Lemoine et al., 1987; Piccardo et al., 1994; Rampone & Piccardo, 2000) a formulare, nel corso degli anni, varie teorie che potessero contestualizzare, rispetto all'apertura oceanica, le seguenti evidenze:

- a) esumazione di mantello litosferico in zona di "dorsale";
- b) presenza di oficalciti al tetto delle peridotiti;
- c) abbondanza di breccie ofiolitiche;
- d) assenza di un complesso filoniano e scarsità di basalti.

Basandosi sugli studi pubblicati da Bonatti nei primi anni '70 (Bonatti et al. 1971; 1974; Bonatti, 1976; Bonatti & Honnorez, 1976), alcuni autori (Gianelli & Principi, 1974; 1977; Galbiati et al., 1976; Gianelli, 1977; Cortesogno et al., 1978; 1987; Abbate et al., 1980a; Lemoine, 1980; Weissert & Bernoulli, 1985) hanno

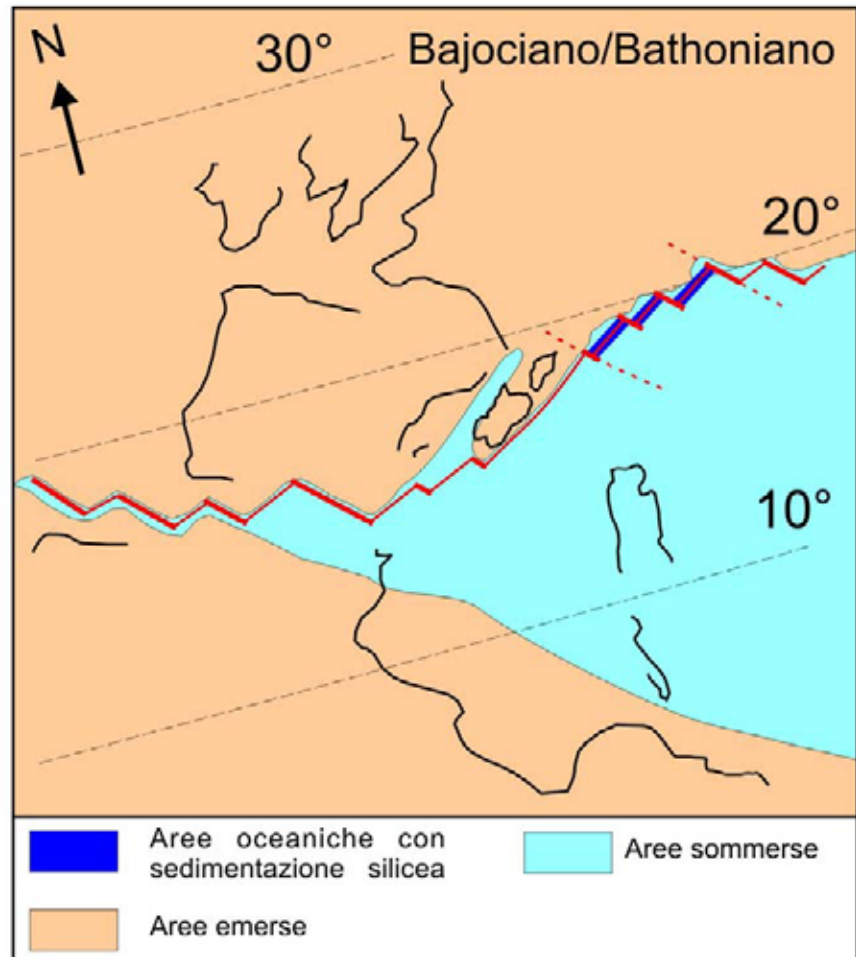


Fig. 2.4.1 – Ricostruzione paleogeografica della Tetide occidentale nel Bajociano-Bathoniano (tratta e modificata da Principi et al., 2004).

proposto modelli di apertura oceanica guidata prevalentemente da faglie trasformati. La risalita delle peridotiti serpentinite sarebbe quindi avvenuta attraverso queste strutture per diapirismo e sarebbe stata poi seguita da fenomeni di oficalcitizzazione e di brecciatura (Fig. 2.4.2).

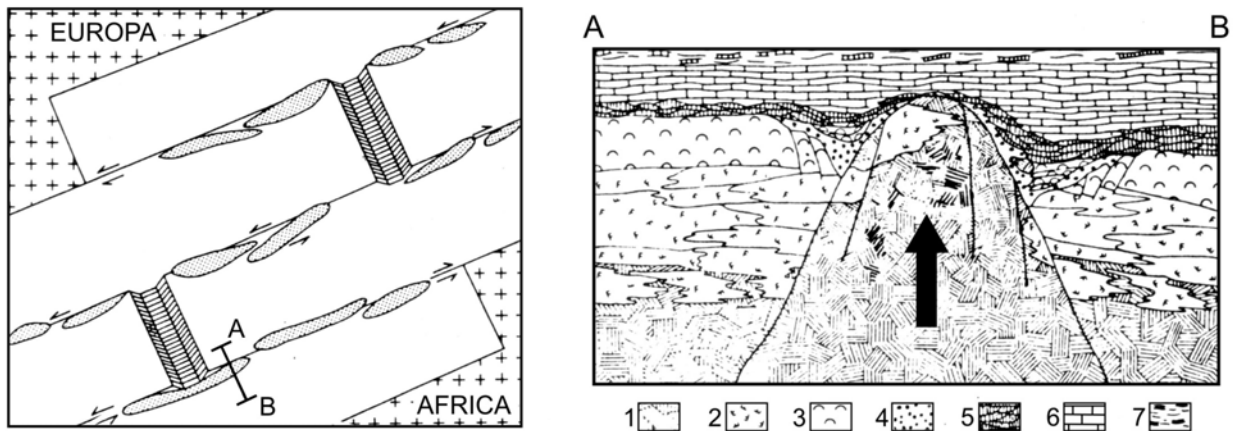
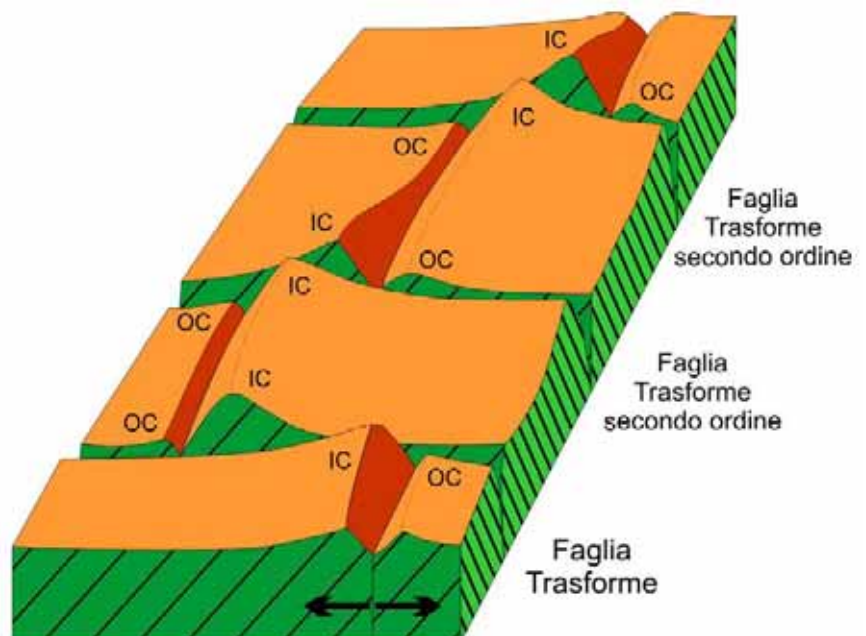


Fig. 2.4.2 - Struttura della crosta oceanica relativa alla Tetide occidentale ipotizzata da Abbate et al (1984). Le faglie trasformati sono le strutture dominanti, i segmenti di dorsale sono ad esse subordinate. Nella sezione A-B è raffigurata la risalita diapirica delle peridotiti lherzolitiche serpentinite lungo le faglie trasformati. Simboli: 1 - peridotiti lherzolitiche, 2 - gabbri, 3 - basalti, 4 - brecce ofiolitiche, 5 - radiolariti, 6 - calcari pelagici, 7 - argille con locali intercalazioni carbonatiche.

Gli altri modelli geodinamici di evoluzione giurassica della Tetide occidentale possono essere ricondotti a due tipologie principali: apertura oceanica guidata da una dorsale ad espansione lenta (Fig. 2.4.3) e *rifting* passivo.

Fig. 2.4.3 - Modello geodinamico proposto da Tucholke & Lin (1994) per la dorsale oceanica dell'Atlantico. La dorsale oceanica ad espansione lenta è segmentata, lungo il suo asse, da discontinuità principali (faglie trasformati) e secondarie (faglie trasformati di secondo ordine). **IC** (*inside corner*): alti topografici costituiti da associazioni di rocce mafiche ed ultramafiche intrusive e privi di basalti; **OC** (*outside corner*): bassi morfologici, generalmente costituiti da basalti.



Nel primo caso, l'apertura sarebbe legata all'attività di una dorsale oceanica ad espansione lenta (Barret & Spooner, 1977; Lagabriele & Cannat, 1990; Principi et al., 2004), con meccanismi che ricalcano

quelli proposti nei modelli attualistici di evoluzione della Dorsale Atlantica e di quella dell'Oceano Indiano meridionale (Van Andel & Bowin, 1968; Karson, 1990; Dick et al., 1991; Mével et al., 1991; Mutter & Karson, 1992; Cannat et al., 1992; Cannat, 1993; Auzende et al., 1994; Cann et al., 1997; Lagabrielle & Lemoine, 1997; Tucholke & Lin, 1994; Tucholke et al., 1998; Ildefonse et al., 2007), nei quali, in corrispondenza di una dorsale ad espansione lenta (Fig. 2.4.2), l'attività di faglie normali a basso angolo e grande rigetto (*detachments* oceanici) espone gabbri e serpentiniti sulla superficie oceanica, durante le fasi 'amagmatiche'. Il rigetto lungo i piani di *detachment* accomoderebbe una porzione significativa dell'espansione oceanica, tanto che queste strutture sono considerate parte integrante del margine di placca (Baines et al., 2008). Le ricerche effettuate in seno alle crociere IODP e ODP hanno infatti messo in evidenza delle generali ed inequivocabili analogie tra le ofioliti dell'Appennino Settentrionale e gli attuali sistemi di dorsale ad espansione lenta (Lagabrielle & Cannat, 1990; Cannat et al., 1992). Studi petrografici hanno inoltre dimostrato indiscutibili convergenze evolutive magmatiche e metamorfiche tra i gabbri dell'Appennino Settentrionale e quelli della Dorsale Medio Atlantica e della dorsale sud-occidentale dell'Oceano Indiano meridionale (Tribuzio et al., 2000; Ildefonse et al., 2007 *cum bibl.*).

Il secondo modello attribuisce invece l'evoluzione della Tetide occidentale ad un *rifting* passivo (Decandia & Elter, 1969; Elter, 1972; Piccardo, 1977; Lemoine et al., 1987; Visser et al., 1991; Molli, 1996; Whitmarsh et al., 2001), associato ad una *shear zone* mantellica principale (Fig. 2.4.4), responsabile del progressivo denudamento del mantello litosferico sotto-continentale, sul quale possono localmente essere conservate scaglie di crosta continentale relitte, definite "alloctoni estensionali". Il basamento ofiolitico così generato (derivante da mantello sotto-continentale) subirebbe poi intrusione di corpi gabbri, messa in posto di dicchi e/o colate basaltiche, manifestazioni di una sporadica e discontinua attività magmatica, legata a locali fusioni parziali dello stesso mantello (Fig. 2.4.4).

Anche nel primo modello non vengono esclusi, per le fasi iniziali, processi tipici di un *rifting* passivo (Marroni & Tribuzio, 1996; Marroni et al., 2002 *cum bibl.*).

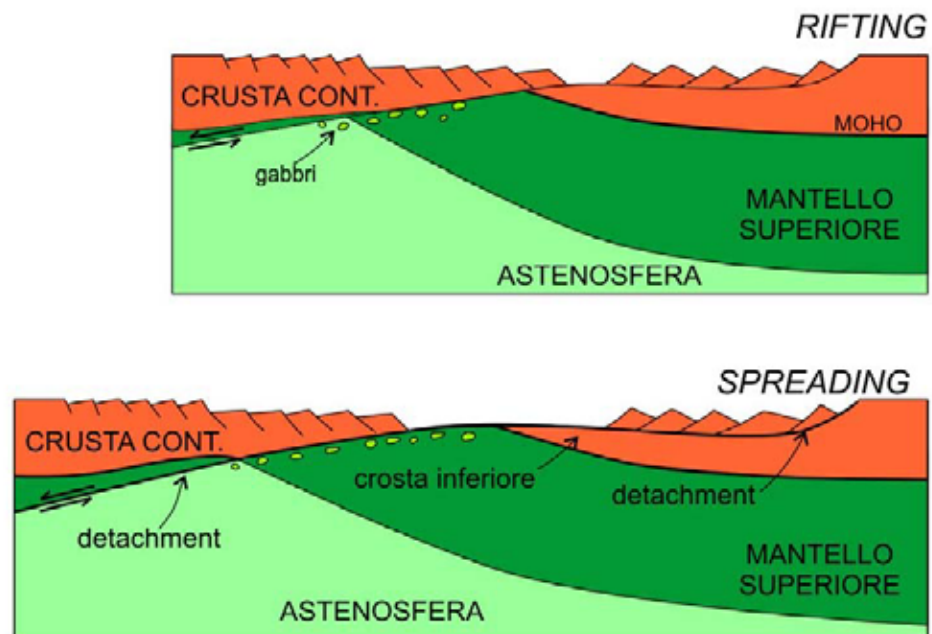


Fig. 2.4.4 - Modello di estensione asimmetrica ed esumazione mantellica guidata da un *detachment* litosferico sottocontinentale (tratta e modificata da Lemoine et al., 1987).

3 AREA DEL BRACCO

Nell'area di studio l'assetto tettonico è caratterizzato dalla sovrapposizione di tre unità tettoniche principali: due di pertinenza ligure, l'Unità Gottero e l'Unità Bracco-Val Graveglia, ed una ad affinità subligure, l'Unità Canetolo. L'Unità Gottero è la più alta della pila strutturale e poggia sull'Unità Bracco-Val Graveglia, che a sua volta è sovrascorsa sull'Unità Canetolo (Fig. 3.1).

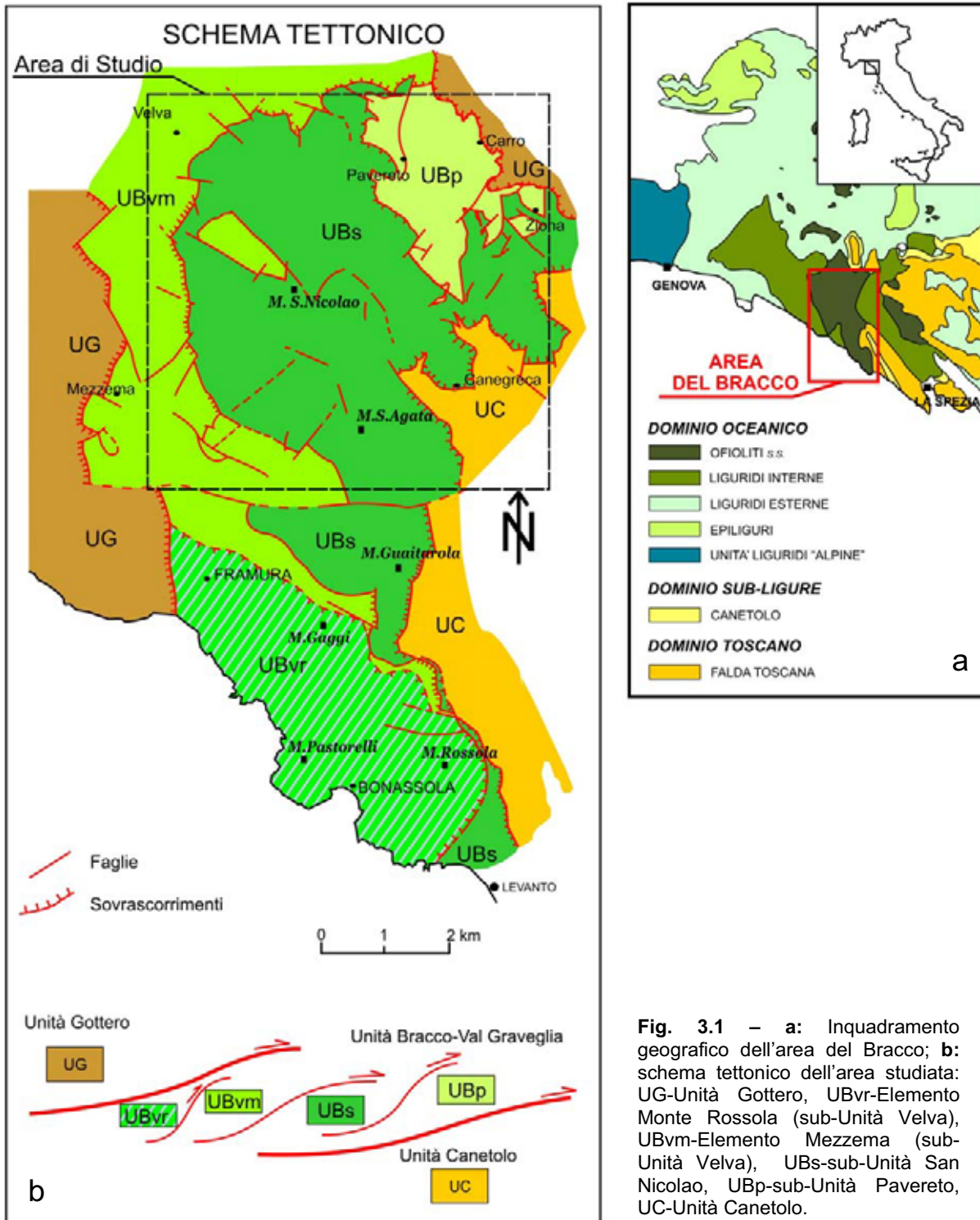


Fig. 3.1 – **a**: Inquadramento geografico dell'area del Bracco; **b**: schema tettonico dell'area studiata: UG-Unità Gottero, UBvr-Elemento Monte Rossola (sub-Unità Velva), UBvm-Elemento Mezzema (sub-Unità Velva), UBs-sub-Unità San Nicolao, UBp-sub-Unità Pavereto, UC-Unità Canetolo.

Gli studi condotti hanno riguardato essenzialmente l'Unità Bracco-Val Graveglia. Nell'area di indagine (Fig. 3.1), dal punto di vista strutturale, quest'unità è stata suddivisa dagli autori precedenti (Cortesogno et al., 1987) in due sub-unità tettoniche: la sub-Unità di San Nicolao, alla base, e la sub-Unità di Velva, al tetto. Gli stessi autori proponevano peraltro ulteriori suddivisioni in elementi tettonici minori: l'Elemento di Canegreca, che costituisce il complesso gabbrico del Bracco s.s. e l'Elemento di Pavereto, costituito prevalentemente da successioni di copertura con locali lembi di substrato peridotitico (lherzoliti), all'interno della sub-Unità di San Nicolao e gli elementi di Monte Rossola (potenti successioni vulcano-sedimentarie) e Mezzema (peridotiti lherzolitiche e formazioni di copertura), all'interno della sub-Unità di Velva (Fig. 3.1). Tuttavia, durante questo studio, non sono emerse evidenze che giustificino la distinzione della sub-Unità di San Nicolao nei due elementi citati; in particolare, l'elemento di Pavereto, litologicamente molto più simile all'Elemento di Mezzema (in accordo con Decandia & Elter, 1972), è stato elevato al rango di sub-Unità (Fig. 3.1).

3.1 STRATIGRAFIA

L'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, nel suo insieme, è caratterizzata da una sequenza ofiolitica completa, costituita cioè da un basamento e da un complesso vulcano-sedimentario seguito dalle coperture pelagiche (Fig. 3.1.1).

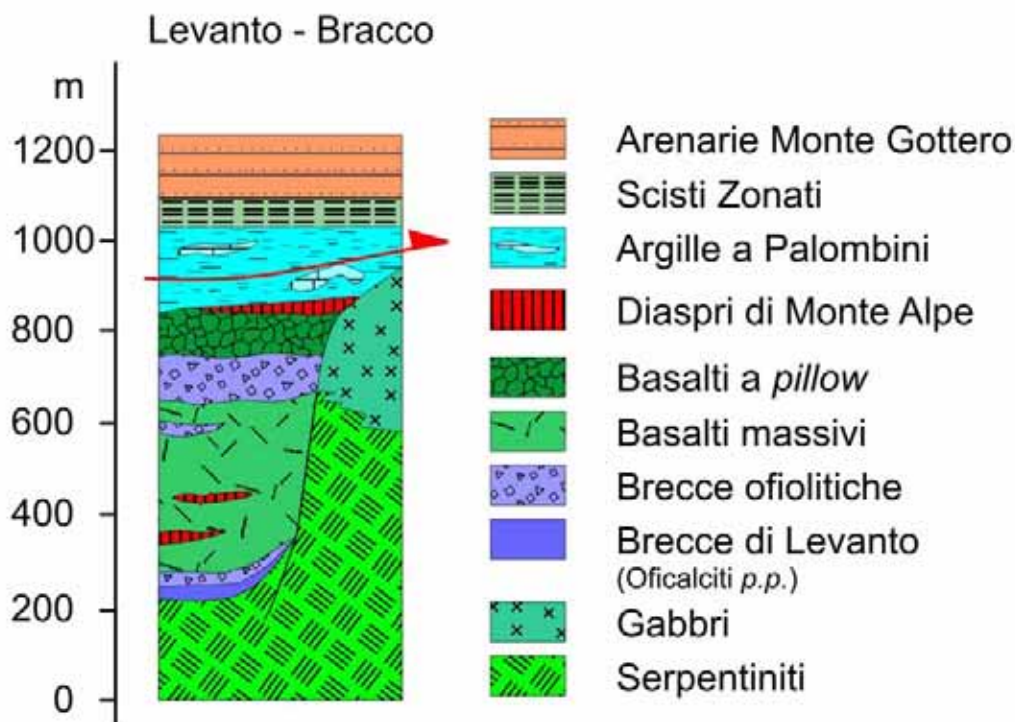


Fig. 3.1.1 – Colonna stratigrafica schematica della successione ofiolitica affiorante nell'area Bracco-Levanto (tratta e modificata da Principi et al., 2004).

Nell'area di studio, sono presenti più scaglie tettoniche, appartenenti all'Unità Bracco-Val Graveglia. Per semplicità, la successione stratigrafica verrà descritta, partendo dalla base verso l'alto, come se appartenesse ad una serie continua e completa di tutti i termini; infatti, le caratteristiche stratigrafiche e litologiche ed i rapporti tra le varie formazioni non variano tra i diversi elementi tettonici dell'Unità Bracco-Val Graveglia.

3.1.1 BASAMENTO OFIOLITICO

Il basamento è costituito da peridotiti lherzolitiche serpentinizzate (Cortesogno et al., 1987; Rampone et al., 1993; Piccardo et al., 1994) e da un esteso complesso gabbrico comprendente, anche locali intercalazioni dunitiche, che ne rappresentano i differenziati "in senso femico" (Cortesogno et al., 1987). Tutto l'insieme è attraversato da filoni basaltici, che rappresentano l'ultimo evento magmatico registrato nel basamento, prima della sua esposizione sulla superficie oceanica.

PERIDOTITI LHERZOLITICHE

Affioramenti tipici: i migliori affioramenti, come continuità e qualità, sono localizzati presso la località Moggia, situata ad ovest del Monte Sant'Agata.

Aspetto macroscopico: sono rocce massive, di colore da verde-blu scuro a nero al taglio fresco, beige-marrone chiaro all'alterazione. E' caratteristica, per questo particolare litotipo, una foliazione grossolana (foliazione tettonica), marcata prevalentemente dall'allineamento di pirosseni, ben visibile sulle superfici alterate, dove questi minerali risultano molto in rilievo (Fig. 3.1.1.1) rispetto al resto della roccia, costituita prevalentemente da olivina. Talvolta sono visibili delle bande pirossenitiche, che marcano dei livelli discreti, composizionalmente differenti, generalmente paralleli alla foliazione.

Tutte queste caratteristiche mesoscopiche sono spesso obliterate là dove la serpentinizzazione è spinta; in questi casi la roccia perde completamente le caratteristiche primarie e risulta trasformata in serpentinite, talora estremamente tettonizzata (Fig. 3.1.1.2).



Fig. 3.1.1.1 – Peridotiti lherzolitiche caratterizzate dalla tipica foliazione tettonica.

Età: l'età del protolito è riferibile al Proterozoico (Rampone & Piccardo, 2000), la serpentinizzazione al Giurassico Medio-Superiore (Cortesogno et al., 1987).

Spessore: poichè spesso costituiscono delle masse isolate all'interno del complesso gabbriico, è complicato stimare lo spessore di questi corpi, dei quali peraltro è difficile ricostruire la geometria in profondità. Nelle aree in cui affiorano i volumi più consistenti, Moggia e Canegreca, gli spessori stimati non superano i 100 m. In aree limitrofe alla zona rilevata, presso Monte Rossola, lo spessore massimo è stimato intorno a 250 m.

Rapporti con il complesso gabbriico: raramente sono preservati dei contatti primari con i gabbri; quasi sempre i rapporti tra queste litologie sono di natura tettonica. Là dove invece le relazioni primarie sono ben conservate, si osservano rapporti di varia natura: il gabbro si può ritrovare all'interno della massa peridotitica sotto forma di filoni (Fig. 3.1.1.3) o come inclusi dalla forma lenticolare (Fig. 3.1.1.4). I contatti con il complesso gabbriico principale (sub-Unità San Nicolao) sono rappresentati generalmente da superfici nette; localmente possono essere presenti lembi di Iherzoliti, inglobate all'interno dei gabbri. In tutti i casi comunque non si osservano, nel gabbro, strutture tipo "*chilled margins*" (margini di raffreddamento). All'interno dei filoni, qualche volta, si osserva una foliazione magmatica parallela alle pareti dello stesso filone (loc. C. Canne, presso Passano). A volte l'interfaccia Iherzolite-gabbro è caratterizzato dalla presenza di livelli pirossenitici (Cortesogno et al., 1987).

Dal punto di vista cartografico, è molto difficile rappresentare in maniera fedele le relazioni geometriche tra queste litologie, per vari motivi:

- a) la geometria dei contatti, dove questi sono esposti, è molto articolata e non segue degli andamenti costanti;
- b) la maggior parte dei contatti è rimobilizzata lungo superfici, interne alle peridotiti, difficilmente visibili;
- c) la percentuale di superficie affiorante, in queste aree, non supera mai il 50% del totale.



Fig. 3.1.1.2 - Peridotiti Iherzolitiche serpentinizzate.



Fig. 3.1.1.3 - Filone gabbriico (G) intruso dentro delle peridotiti Iherzolitiche.

I rapporti tra le peridotiti lherzolitiche ed il complesso gabbrico, compresi i suoi differenziati, sono rappresentati, nella cartografia disponibile (Cortesogno et al., 1981), come delle interdigitazioni delle une negli altri. Questa rappresentazione è quella che, effettivamente, sintetizza al meglio le relazioni geometriche tra questi litotipi, i quali, sul terreno, risultano spesso alternati e sembrano scomparire l'uno dentro l'altro. Durante il rilevamento geologico, effettuato nel corso di questo studio, è stato eseguito, in alcune aree, uno studio di dettaglio in scala 1:2.000, al



Fig. 3.1.1.4 – Incluso gabbrico, dalla forma lenticolare, all'interno delle peridotiti lherzolitiche (Loc. Baracchino).

fine di rappresentare su carta, in maniera fedele, le relazioni tra le lherzoliti e i gabbri. Il risultato è quello riportato in Tav. Va (paragrafo 3.5). Non dovendo ricorrere a particolari interpretazioni e semplificazioni, legate spesso alla scala grafica, si osserva in questa carta quanto siano complesse, nella realtà, le relazioni tra i vari corpi magmatici studiati. In particolare, il contatto tra il corpo gabbrico e le lherzoliti non ha giacitura omogenea e mostra un andamento irregolare su tutta l'area.

Rapporti con la sequenza vulcano-sedimentaria: i rapporti con i termini della sequenza vulcano-sedimentaria sono marcati dall'interposizione di livelli più o meno spessi della Breccia di Levante.

COMPLESSO GABBRICO

Rientrano all'interno di questo complesso magmatico sia i gabbri ad olivina e/o pirosseno sia i differenziati femici (Cortesogno et al., 1987), rappresentati dalle peridotiti a plagioclasio.

GABBRI

Affioramenti tipici: queste rocce affiorano ampiamente nell'area del Bracco, che ospita il complesso gabbrico più esteso dell'Appennino Settentrionale. L'area studiata è costituita prevalentemente da questo litotipo; sono pertanto numerosi gli affioramenti caratteristici, generalmente situati sulle creste dei rilievi, prive di vegetazione. Da segnalare sono: la cresta che corre da Monte Groppi a Cima Stronzi, Punta Pietra di Vasca, la zona di Costa Persico e di Sciona.

Aspetto macroscopico: le caratteristiche macroscopiche sono varie e possono mutare repentinamente nello spazio di pochi metri. Si riconoscono prevalentemente termini leucocratici, in minor misura mesocratici. Sono presenti sia gabbri olivinici e troctolitici sia gabbri a pirosseno (Fig. 3.1.1.5); questi ultimi sono i più diffusi. I primi due termini sono localizzati generalmente nelle zone limitrofe alle peridotiti a plagioclasio. La dimensione dei cristalli varia dal millimetro, nei microgabbri, a qualche centimetro (massimo 15 cm), nei termini pegmatoidi (Fig. 3.1.1.6), costituiti essenzialmente da gabbri a pirosseno. Nelle troctoliti i cristalli

hanno generalmente dimensioni ridotte (5-10 mm). La struttura della massa gabbrica può essere isotropa o presentare anisotropie planari (“gabbri stratoidi”, Cortesogno et al., 1987). Possono essere presenti anche variazioni tessiturali o composizionali, localizzate in sacche lenticolari all’interno del gabbro isotropo.

Le anisotropie planari vengono interpretate come un *layering* magmatico, il quale può essere materializzato sia da variazioni composizionali (Fig. 3.1.1.7), sia da variazioni granulometriche



Fig. 3.1.1.5 – Gabbri a pirosseno; le variazioni granulometriche materializzano il *layering* magmatico.

(Fig. 3.1.1.8), spesso non reciprocamente correlate. Localmente il *layering* può essere marcato anche dalla presenza di livelli di plagioclasite (Cortesogno et al., 1987).

Le variazioni granulometriche e composizionali possono essere graduali o repentine, talvolta nette. I singoli



Fig. 3.1.1.6 – Clinopirosseno decimetrico all’interno di un gabbro pegmatoide.

livelli possono essere seguiti sul terreno per diversi metri, per chiudersi talvolta a lente o sfumare, altre volte, in porzioni apparentemente isotrope. In alcuni punti (es. Costa Persico) sono state osservate brusche variazioni angolari tra i vari livelli magmatici, con geometrie tipo “*cross layering*”, già descritte da Cortesogno et al. (1987).

All’interno del *layering* magmatico, spesso è presente una foliazione sin-magmatica (vedi oltre, paragrafo 3.3), sub-parallela o inclinata di pochi gradi (5-10°) rispetto ad esso.

I rapporti tra i gabbri isotropi e quelli di “stratificati” sono generalmente irregolari, raramente netti, spesso graduali.

Localmente è possibile osservare anche dei filoni gabbri, di spessore ridotto (20-60 cm), che intrudono lo stesso complesso gabbro, intersecando anche il *layering* magmatico. Più rari risultano invece filoni (10-70 cm) dioritici, a grana generalmente fine (1-20 mm).



Fig. 3.1.1.7 – *Layering* magmatico materializzato da variazioni composizionali.

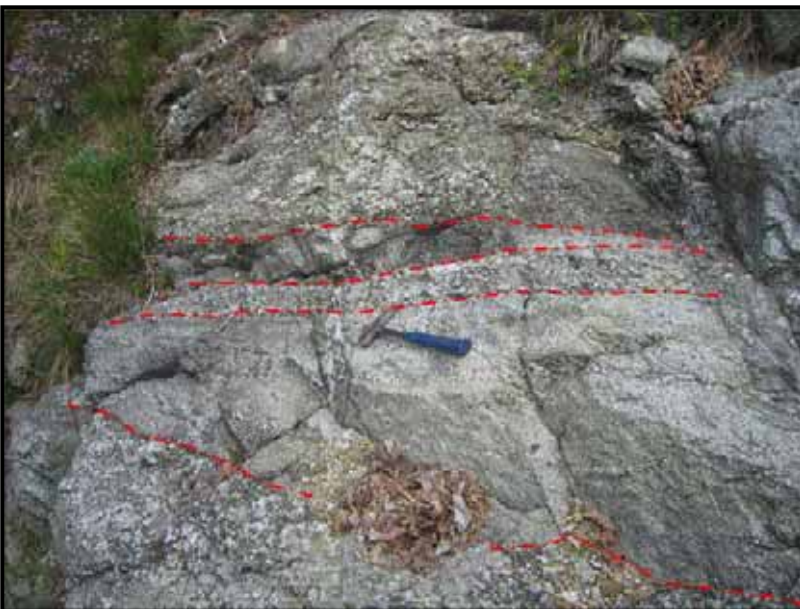


Fig. 3.1.1.8 – *Layering* magmatico materializzato da variazioni granulometriche.

I gabbri risultano localmente interessati da fasce di taglio milonitiche, di spessore variabile da pochi centimetri a qualche decina di metri, definite dai precedenti autori “*Flaser Gabbri*” (Cortesogno et al., 1987 *cum bibl.*), sviluppatesi in un contesto metamorfico di alta temperatura. Queste particolari strutture verranno descritte nel paragrafo 3.3.

Età: datazioni radiometriche (U-Pb su zirconi) effettuate da Borsi et al. (1996) su plagiograniti, affioranti presso Rio Gavotino (Bargonasco-Val Graveglia), danno un'età di 153 ± 1 Ma; Rampone & Piccardo (2000) propongono per duniti e gabbri delle Liguridi Interne un'età (Sm/Nd) di 164 ± 14 Ma.

Spessore: lo spessore massimo è stimabile in circa 500 m.

Rapporti con la successione sedimentaria: tra il complesso gabbriico e le coperture sedimentarie giurassiche non esistono attualmente contatti primari cartografabili. Talvolta si può osservare una transizione diretta dal complesso gabbriico a livelli di gabbro brecciati (es.: Monte Pietra di Vasca), oppure a gabbri intensamente fratturati ed interessati da evidenti processi di ematizzazione. Localmente (P.sso della

Mola), sedimenti pelagici tardo-giurassici (vedi successivamente: “Brecce di Gabbro”) sono in contatto primario con livelli di brecce di gabbro.

PERIDOTITI A PLAGIOCLASIO

Affioramenti tipici: sono localizzati in varie zone dell'area studiata; buone esposizioni sono presenti presso Lambruscato, Monte Sant'Agata, Canegreca e Mattarana.

Aspetto macroscopico: sono rocce massive di colore nero-blu scuro al taglio fresco, grigio-marrone chiaro all'alterazione, che formano corpi lentiformi nei gabbri, rispetto ai quali sono in risalto per il colore più scuro (Fig. 3.1.1.9). La caratteristica che permette di distinguerle dalle lherzoliti è il bassissimo contenuto in pirosseni, spesso totalmente assenti, e la presenza invece dei plagioclasti, talvolta relativamente abbondanti (<30%). E' caratteristica anche la presenza di cromite, che può addirittura diventare la fase prevalente ed andare a costituire dei livelli di cromitite (Fig. 3.1.1.10) (Cortesogno et al., 1987). E' particolarmente difficile poter riconoscere, al loro interno, delle strutture cumulitiche, data la loro relativa omogeneità composizionale, che si traduce sempre in una diffusa monotonia cromatica. Soltanto in presenza di livelli cromitici relativamente spessi è stato talvolta possibile distinguere una struttura “stratiforme”.

Analogamente alle peridotiti lherzolitiche, anche per questo litotipo gli effetti della serpentinizzazione possono essere molto pervasivi, fino alla completa obliterazione dei caratteri primari.

Età: rappresentando i differenziati femici del complesso gabbroico, hanno un'età analoga a quest'ultimo: 153 ± 1 Ma (U/Pb: Borsi et al., 1996), 164 ± 14 Ma (Sm/Nd: Rampone & Piccardo, 2000).



Fig. 3.1.1.9 – Peridotite a plagioclasio. In rilievo sono plagioclasti, mentre le aree incavate sono costituite da olivina.



Fig. 3.1.1.10 – Livelli cromitici all'interno di dunite.

Spessore: lo spessore delle varie intercalazioni può variare da un minimo di 10 cm, per quelle più piccole, a qualche decina di metri, per quelle più spesse.

Rapporti interni al complesso gabbri: i contatti tra le peridotiti a plagioclasio ed i gabbri sono generalmente tettonizzati e dislocati; dove preservati, risultano solitamente netti, paralleli alla giacitura del *layering* magmatico. In alcuni casi (es.: presso Canegreca), si osserva una transizione graduale ai livelli gabbri mediante un progressivo aumento dei plagioclasti, a scapito dei minerali femici.

Rapporti con la successione vulcano sedimentaria: non si osservano nell'area studiata rapporti primari con le coperture sedimentarie. Raramente, inoltre, elementi appartenenti a questa litologia sono stati segnalati entro le brecce ofiolitiche sedimentarie (Breccia di Bonassola: Cortesogno et al., 1987).

FILONI DI BASALTO

L'intero complesso gabbri è attraversato da una quantità rilevante di filoni basaltici, con densità e distribuzione non uniforme. Non sono mai stati osservati filoni basaltici intrusi dentro le peridotiti lherzolitiche, né dentro le peridotiti a plagioclasio. I filoni sono localizzati essenzialmente in due settori: tra Costa Persico e Monte San Nicolao e tra Monte Groppi ed il Passo della Mola. Lo spessore dei filoni è compreso tra pochi centimetri e 3-4 m, la loro estensione può variare da pochi decimetri fino qualche centinaio di metri; possono essere isolati oppure organizzati in famiglie (l'orientazione e la distribuzione di quest'ultime sarà trattata nel paragrafo 3.5). Dal punto di vista mesoscopico (Fig. 3.1.1.11), si tratta di rocce massive di colore da grigio-verde a marrone, caratterizzate da una tessitura generalmente porfirica, talvolta afirica, con fenocristalli di plagioclasio (fino a 2-3 cm) e raramente di olivina (0,2-0,5 mm: Cortesogno & Gaggero, 1992). I contatti primari con i gabbri incassanti sono sempre marcati da superfici nette, generalmente rettilinee, caratterizzate, nel basalto, dalle tipiche strutture di raffreddamento ("*chilled margins*"). L'intrusione dei filoni basaltici risulta successiva allo sviluppo delle zone di taglio milonitiche, che interessano localmente la roccia incassante (vedi paragrafo 3.3.2). Spesso nei gabbri, in corrispondenza dei filoni, possono essere presenti anche vene ad orneblenda-oligoclasio (Cortesogno et al., 1987), la cui formazione risulta sostanzialmente contemporanea a quella dei filoni: infatti i filoni di basalto possono attraversare le vene o viceversa. In alcuni casi si osserva anche lo sviluppo delle stesse vene lungo l'interfaccia gabbro/basalto.



Fig. 3.1.1.11 – Filone di basalto intruso in gabbri a pirosseno.

3.1.2 BRECCIE OFIOLITICHE

Le breccie ofiolitiche segnano il passaggio tra il basamento ofiolitico e la successione sedimentaria giurassica soprastante.

Sulla base delle caratteristiche genetiche possono essere distinte in breccie di origine tettonica (Breccie di Levanto e Breccie di Gabbro, citate in questa tesi) e breccie di origine prevalentemente sedimentaria (Breccie di Framura).

BRECCIE DI LEVANTO (Oficalciti *p.p.*)

Affioramenti tipici: nell'area di studio buone esposizioni sono presenti presso le località il Baracchino e Passano.

Aspetto macroscopico: si presentano come rocce massive di colore bruno rossastro, costituite da masse serpentinitiche intensamente fratturate e cementate prevalentemente da carbonati. I clasti serpentinitici, da verde scuro a rossi (se ematizzati), generalmente angolosi e di dimensioni variabili, sono circondati da una matrice micritica da rosso scura a rosata. Il volume totale della roccia è spesso attraversato da un fitto reticolo di vene o fratture riempite da serpentino, calcite e talco (Fig. 3.1.2.1). E' spesso presente una foliazione tettonica variamente penetrativa, spaziata alla scala millimetrico-decimetrica.

Rapporti con le altre formazioni: rappresentano il termine di passaggio tra le peridotiti lherzolitiche del basamento ofiolitico ed i Diaspri di Monte Alpe.

Spessore: lo spessore massimo è 20-30 m.

Età: per i rapporti stratigrafici con i Diaspri, la loro età è attribuibile al Bartoniano superiore–Calloviano superiore (Rosi, 1995).

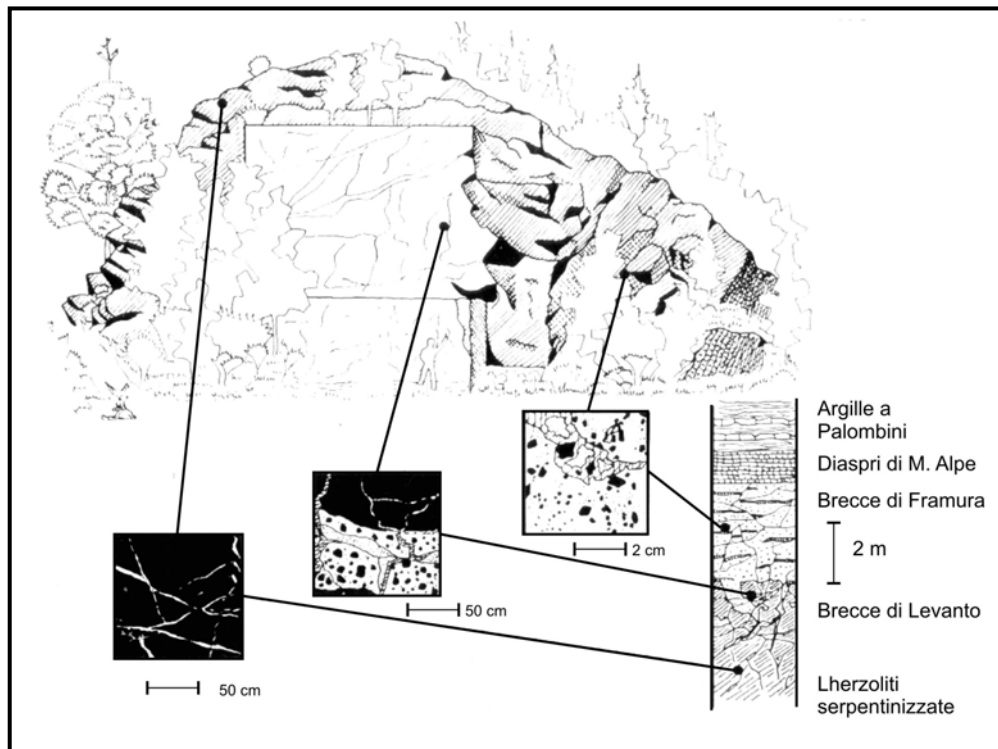


Fig. 3.1.2.1 – Cava dei Marmi di Pavereto: transizione tra peridotiti lherzolitiche, Breccie di Levanto, Breccie di Framura e la soprastante successione sedimentaria (tratta e modificata da Cortesogno et al., 1981).

BRECCE DI GABBRO

Affioramenti tipici: belle esposizioni sono presenti presso Monte Pietra di Vasca.

Aspetto macroscopico: questo tipo di breccia è costituita esclusivamente da clasti di rocce gabbriche intensamente fratturate e cementate, entro una matrice costituita da elementi derivanti dai gabbri stessi (Fig. 3.1.2.2). I clasti, da angolosi a sub-angolosi, con dimensioni da millimetriche a metriche, sono costituiti essenzialmente da gabbri milonitici, che rappresentano il litotipo prevalente nei volumi di roccia circostanti. Sono presenti fratture di dimensioni variabili, riempite da calcite e/o quarzo, associate frequentemente a delle evidenti superfici arrossate, ricche in ematite (Fig. 3.1.2.3). Gli stessi gabbri, nelle aree circostanti, sono caratterizzati da un'evidente pigmentazione rossa, legata all'abbondante presenza di ematite, che si forma generalmente a scapito dei pirosseni. E' possibile osservare, in continuità geometrica, una progressiva transizione del protolito gabbrico foliato verso le porzioni più fratturate e cataclasate dello stesso. Non si osserva un'orientazione preferenziale dei clasti. I filoni di basalto che intrudono i gabbri sono coinvolti nei processi cataclastici, risultando pertanto precedenti a questi ultimi. Sono presenti, all'interno delle breccie, tasche e lenti riempite da carbonati micritici e localmente da sedimenti silicei.



Fig. 3.1.2.2 – Elementi di meta-gabbro milonitico all'interno delle Breccie di Gabbro.

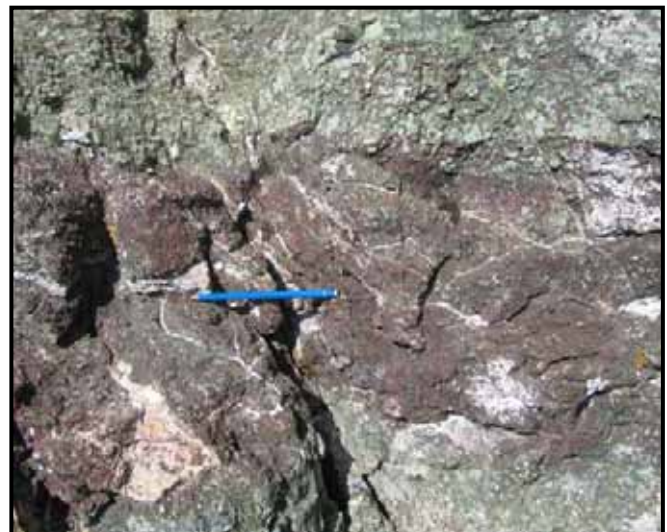


Fig. 3.1.2.3 – Superfici arrossate ed ematitizzate all'interno dei gabbri.

Rapporti con le altre formazioni: rappresentano sicuramente il termine di passaggio tra il complesso gabbrico e la sedimentazione pelagica. Presso Monte Pietra di Vasca, al loro interno, sono state osservate fratture riempite da materiale siliceo (Fig. 3.1.2.4), riconducibile a fanghi pelagici. Nelle breccie ofiolitiche con porzioni di materiale siliceo, campionate nella zona di Monte Pietra di Vasca–Monastero di San Nicolao, sono stati riconosciuti radiolari. I tentativi di datazione paleontologica non hanno dato esito positivo, a causa di una scadente preservazione delle specie. Altrove (tra P.sso della Mola e Velva) sono conservati contatti primari (estremamente localizzati) tra breccie di gabbro e sedimenti silicei (Fig. 3.1.2.5).

Spessore: lo spessore massimo è 20-30 m.

Età: per i rapporti stratigrafici con i Diaspri, la loro età è attribuibile al Bartoniano superiore–Calloviano superiore (Rosi, 1995).



Fig. 3.1.2.4 – Breccie di Gabbro: frattura riempita da materiale siliceo.



Fig. 3.1.2.5 – Contatto primario tra sedimenti silicei e Breccie di Gabbro.

BRECCIA DI FRAMURA (Oficalciti *p.p.*)

Affioramenti tipici: Cava dei Marmi di Pavereto.

Aspetto macroscopico: sono rocce massive di colore bruno rossastro, costituite da blocchi di serpentiniti intensamente fratturate, cementati prevalentemente da carbonati. I clasti serpentinitici, da verde scuro a rosso (se ematizzati), generalmente angolosi e di dimensioni variabili, sono circondati da una matrice micritica da rosso scuro a rosata. Contengono localmente corpi sedimentari con estensioni anche plurimetriche. Rispetto alla Breccia di Levanto, con la quale può essere facilmente confusa, la distinzione è essenzialmente legata a fattori genetici. Nella Breccia di Framura il rimaneggiamento sedimentario rappresenta una caratteristica fondamentale (Treves & Harper, 1994).

Rapporti con le altre formazioni: hanno come base le peridotiti lherzolitiche e/o le Breccie di Levanto e al tetto i Diaspri di Monte Alpe (Fig. 3.1.2.1) o, in assenza di questi ultimi, le Argille a Palombini.

Spessore: lo spessore massimo è 10-20 m.

Età: si presume un'età simile a quella delle Breccie di Levanto: Bartoniano superiore–Calloviano superiore (Rosi, 1995).

3.1.3 COPERTURA SEDIMENTARIA

Gli affioramenti della copertura sedimentaria, costituita essenzialmente dai Diaspri di Monte Alpe e dalle Argille a Palombini, sono molto limitati rispetto a quelli del basamento.

DIASPRI DI MONTE ALPE

Affioramenti tipici: presso la cava dei Marmi di Pavereto.

Aspetto macroscopico: questa unità si presenta fittamente stratificata per la presenza di strati radiolaritici centimetrici, generalmente di colore rosso, a tratti bianco, e di locali intercalazioni di sottili livelli argillitici, spesso silicei. Alla base sono presenti diffuse patine nere di ossidi di manganese.

Rapporti con le altre formazioni: alla base sono in contatto stratigrafico con le brecce ofiolitiche, dei vari tipi descritti; al tetto sono in contatto stratigrafico con le Argille a Palombini. I contatti, sia basali che di tetto, sono netti (Fig. 3.1.3.1);

Spessore: lo spessore massimo è 10-15 m.

Età: datazioni effettuate da Rosi (1995) sulla successione di diaspri affiorante presso Pavereto, danno un'età riferibile al Bartoniano superiore–Calloviano superiore.

ARGILLE A PALOMBINI

Affioramenti tipici: Pavereto, lungo la S.S. 1–Aurelia, presso la località Il Baracchino;

Aspetto macroscopico: sono costituite da strati torbiditici calcareo marnosi, grigio chiari al taglio fresco, spessi 20-30 cm, alternati ad emipelagiti prive di carbonato di calcio, con spessori superiori anche al metro. Questi ultimi livelli di argilliti di colore grigio scuro al taglio fresco, sono caratterizzate da una fissilità spinta, che localmente si rivela come una foliazione tettonica fitta e molto pervasiva.

Rapporti con le altre formazioni: sono in contatto stratigrafico con i Diaspri di Monte Alpe; il passaggio tra le due formazioni è brusco. Localmente possono venire direttamente in contatto con le brecce ofiolitiche (es. Passo della Mola).

Spessore: non è ben valutabile in quanto nell'area non è presente il tetto stratigrafico. Uno spessore minimo apparente è comunque stimabile in circa 150-200 m.

Età: la base della successione, ritenuta da alcuni autori eteropica con i Calcari a Calpionella, ha un'età compresa tra il Titonico (Abbate, 1969) ed il Berrasiano-Albiano (Decandia & Elter, 1972; Andri & Fanucci, 1973; Cobianchi & Villa, 1992).

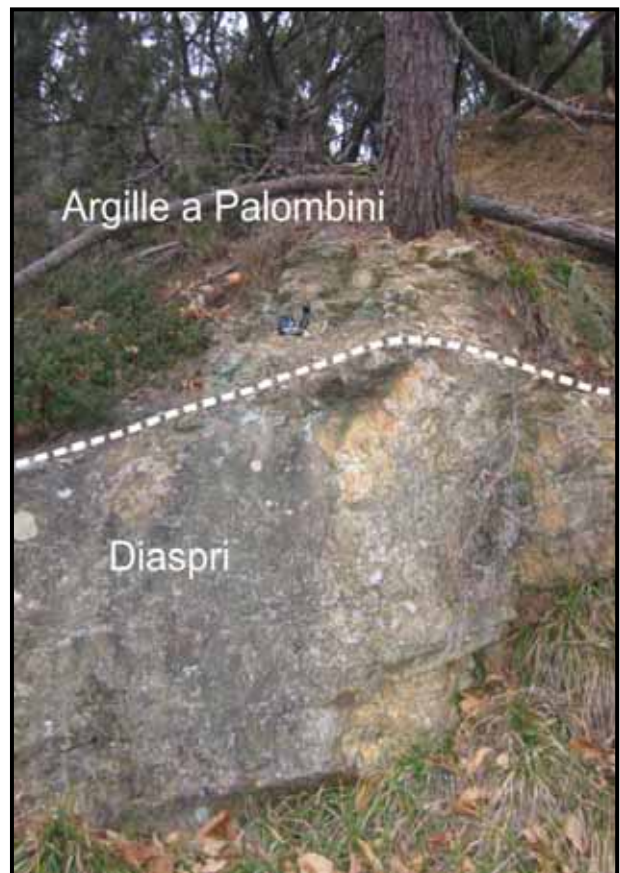


Fig. 3.1.3.1 – Contatto primario tra Diaspri di Monte Alpe ed Argille a Palombini.

3.2 PETROGRAFIA DEL BASAMENTO OFIOLITICO

Verranno di seguito riportate le principali caratteristiche petrografiche, relative alle paragenesi primarie, osservate nel basamento ofiolitico. Per una più completa trattazione sono stati usati anche dati derivanti da studi precedenti (Bezzi & Piccardo, 1971; Cortesogno et al., 1987).

3.2.1 PERIDOTITI LHERZOLITICHE

I fenomeni di serpentinizzazione determinano una diffusa ricristallizzazione della roccia, talvolta totale, che avviene soprattutto a scapito di olivina ed ortopirosseno; i clinopirosseni e gli spinelli sono invece le specie mineralogiche meglio preservate. Gli ortopirosseni, sostituiti da bastite pseudomorfa (Cottin, 1978), conservano spesso l'*habitus* originale, con dimensioni dei cristalli che arrivano a 10-15 mm. Gli ortopirosseni mostrano talvolta lamelle di essoluzione costituite da clinopirosseno, disposte lungo i piani di clivaggio del minerale (Fig. 3.2.1.1). Analogamente, nei fenocristalli di clinopirosseno si osservano lamelle di essoluzione di ortopirosseno, spesso sostituito da clorite. L'olivina si conserva raramente, formando per lo più piccoli frammenti all'interno della struttura a "maglie" del serpentino. Solo grazie all'interpretazione delle strutture di pseudomorfosi (Cortesogno et al., 1987) si può risalire ad un protolito costituito principalmente da: olivina (50%), ortopirosseno (10-30%), clinopirosseno (0-20%), spinello cromifero rosso-bruno o alluminifero verde (<4%). Il plagioclasio compare raramente (<3-4%), tranne che nelle porzioni arricchite in questa fase (*"impregnated plagioclase peridotite"*, Piccardo, 2007), dove la percentuale è molto più alta (15%). Nei volumi di roccia caratterizzati dalla foliazione "tettonica", l'ortopirosseno è intensamente deformato (micropieghe ed estinzione ondulata) e/o ricristallizzato in aggregati granoblastici.

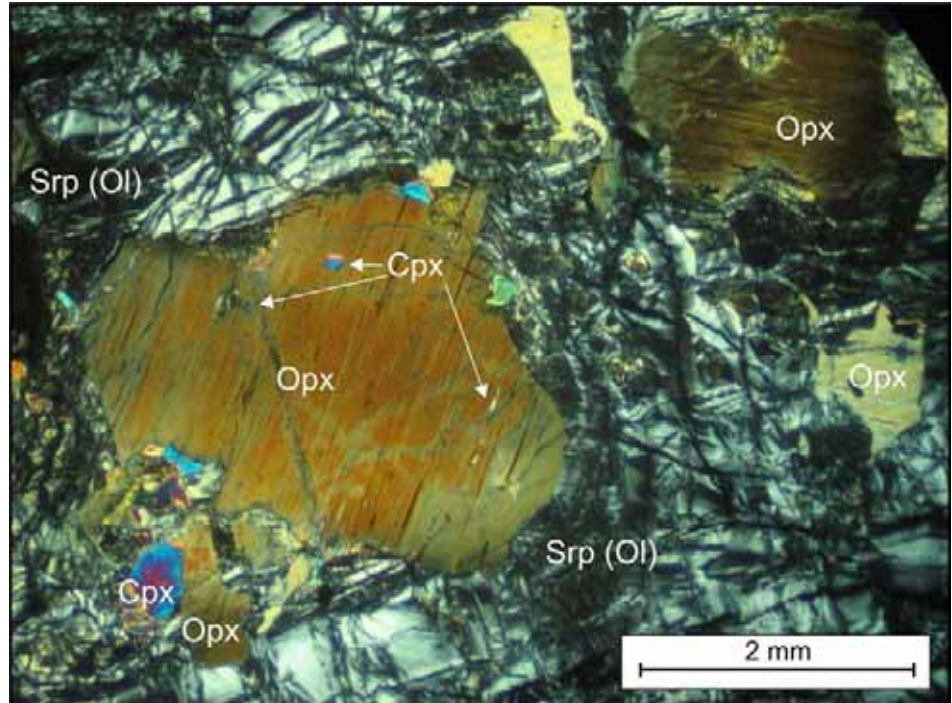


Fig. 3.2.1.1 – Peridotite lherzolitica: fenocristalli di ortopirosseno relitti con essoluzioni di clinopirosseno; olivina completamente serpentinizzata (microfoto, *nicols +*).

3.2.2 COMPLESSO GABBRICO

GABBRI: dal punto di vista petrografico, i gabbri a pirosseno (gabbri eufotidi: Cortesogno et al., 1987 *cum bibl.*) sono più diffusi rispetto ai gabbri ad olivina ed alle troctoliti. Il plagioclasio in questo litotipo costituisce il 60-75% del totale e raramente conserva l'originaria composizione andesinico-labradoritica (Cortesogno et al., 1987), essendo generalmente caratterizzato da un contenuto in anortite di An_{60} . I pirosseni, presenti in percentuali variabili tra il 20% ed il 30%, sono rappresentati quasi esclusivamente da clinopirosseni (diopside), al cui interno possono essere presenti, come smescolamenti, degli ortopirosseni, trasformati in clorite. Raramente, associate alle stesse strutture, sono state osservate piccole inclusioni costituite da anfiboli rosso-bruni (Ti-pargasite). L'olivina, se presente (< 5-10%), è completamente

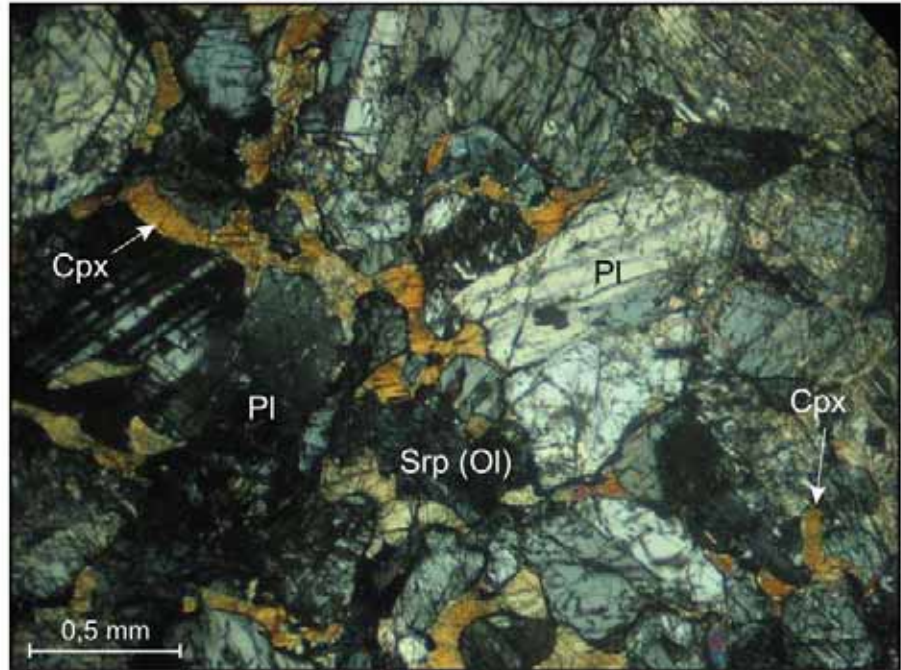


Fig. 3.2.2.1 – Gabbo a pirosseno: fenocristalli plagioclasio circondati da cristalli di clinopirosseno interstiziale; l'olivina, completamente trasformata in serpentino, è presente in percentuale estremamente ridotta (microfoto, nicols +).

serpentinizzata. Tra le fasi accessorie sono state riconosciute ilmenite, ossidi di titanio, spinello cromifero e rarissima apatite. All'interno dei gabbri "eufotidi" si riconosce generalmente una struttura macro-granulare

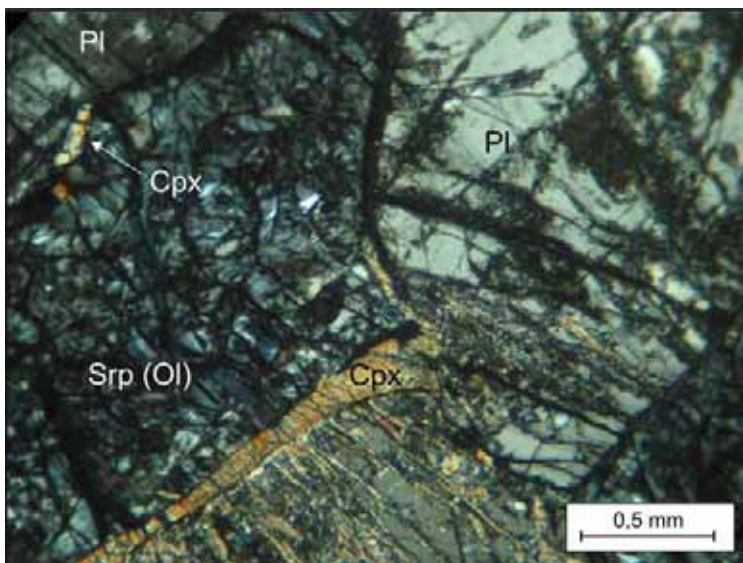


Fig. 3.2.2.2 – Gabbo olivinico: clinopirosseno pecilitico sviluppato nell'interfaccia olivina-plagioclasio (microfoto, nicols +).

ipidiomorfa con plagioclasio idiomorfo, clinopirosseno da interstiziale a pecilitico ed olivina (Fig. 3.2.2.1), se presente, da allotriomorfa a subidiomorfa (Cortesogno et al., 1987).

Molto più abbondante è invece l'olivina all'interno dei gabbri olivinici e delle troctoliti. Nei primi i plagioclasti (An_{60-65}), sono presenti con una percentuale superiore al 60%, l'olivina costituisce il 25% del totale ed i clinopirosseni il restante 10-15%. Il plagioclasio è solitamente idiomorfo, mentre l'olivina è "più o meno variamente lobata" (Cortesogno et al., 1987); il

clinopirosseno, se presente, è interstiziale o pecilitico (Fig. 3.2.2.2). Nelle troctoliti il plagioclasio (<40%), con un contenuto in anortite pari ad An_{65} , è subordinato all'olivina (>50 %) ed i clinopirosseni (endiopside-diopside) sono inferiori al 5% (Cortesogno et al., 1987). L'olivina risulta sempre idiomorfa, il plagioclasio da idiomorfo a sub-idiomorfo. Negli ultimi due litotipi, tra le fasi accessorie, possono essere riconosciuti spinelli cromiferi, localmente abbondanti, ossidi di titanio ed ilmenite.

PERIDOTITI A PLAGIOCLASIO: hanno una composizione variabile da melatroctoliti a duniti (o wehrliti). La composizione mineralogica di queste rocce è costituita da olivina (65%-95%), plagioclasio (5-30%), clinopirosseno (0-10%) e cromite (Cortesogno et al., 1987). L'olivina (For_{85-89}) risulta da idiomorfa a subidiomorfa (Fig. 3.2.2.3) e può presentare, secondo Cortesogno et al. (1987), brusche variazioni granulometriche e locale isorientazione per flusso. I plagioclasti sono presenti in proporzioni e rapporti variabili: sono frequentemente pecilitici e costituiscono il 18-23% della roccia; altre volte, se presenti in percentuale maggiore

($\leq 30\%$), possono mostrare un *habitus* sub-idiomorfo; in quest'ultimo caso rappresentano, probabilmente, una fase di cumulo insieme all'olivina. Raramente si osservano contenuti in plagioclasio intorno al 10%, specialmente in corrispondenza di livelli con cristalli di olivina molto addensati, con contatti tra loro secondo margini a punti tripli. I clinopirosseni hanno generalmente una composizione

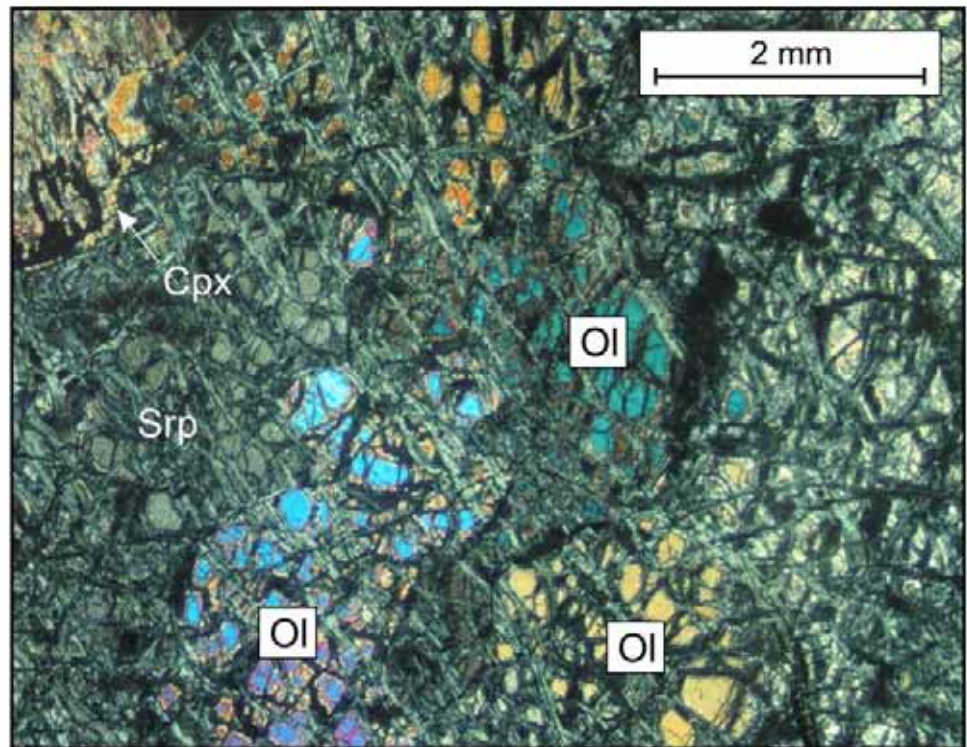


Fig. 3.2.2.3 – Dunite: relitti di olivina primaria, parzialmente serpentinizzati, che conservano *habitus* primari (microfoto, nicols +).

diopsidica ricca in magnesio e costituiscono spesso delle corone (Fig. 3.2.2.3), tra i cristalli di olivina e plagioclasio. Queste corone possono talora confluire a formare individui pecilitici anche di dimensioni considerevoli. La cromite, quando presente, può essere rappresentata da individui isolati (0,2-4 mm), con *habitus* generalmente idiomorfo, che talora però può mostrare strutture da riassorbimento (entro plagioclasti, clinopirosseni ed olivina). Altre volte la cromite rappresenta una fase d'intercumulo tra i granuli di olivina (Bezzi & Piccardo, 1971; Cortesogno et al., 1987). I livelli cromitici sono costituiti da cristalli di cromite da euedrali a subedrali, molto addensati, immersi in una matrice costituita da olivina e plagioclasio.

3.3 ANALISI STRUTTURALE

L'evoluzione strutturale dell'unità ofiolitica in esame è molto complessa ed articolata, data la sovrapposizione dei diversi eventi metamorfici e deformativi che l'hanno interessata. In totale al suo interno si possono distinguere tre distinti cicli evolutivi, sviluppatisi in tre diversi contesti geodinamici, che, partendo dal più antico, sono:

- a) ciclo metamorfico mantellico (Permiano?);
- b) ciclo oceanico (Giurassico Medio);
- c) ciclo orogenico alpino-appenninico (Cretaceo Superiore-Eocene medio);

Ciascun ciclo si articola in più fasi metamorfiche e/o deformative.

Gli studi condotti durante questa tesi di dottorato si sono incentrati essenzialmente sull'evoluzione registrata dal complesso gabbriaco a partire dalle prime fasi sin-magmatiche, fino a quelle metamorfiche e fragili, sviluppatasi in contesto di dorsale oceanica. Marginalmente, sono stati effettuati studi strutturali anche sulle coperture sedimentarie del basamento ofiolitico, al fine di inquadrare anche l'evoluzione sin-orogena dell'unità tettonica presa in esame.

Non sono stati affrontati studi relativi all'evoluzione "mantellica" paleozoica (Rampone & Piccardo, 2000 *cum bibl.*), pre-intrusione, delle peridotiti, in quanto queste indagini esulano dagli obiettivi della ricerca; inoltre tali litotipi affiorano marginalmente nell'area in esame.

Per consentire una più semplice esposizione dei risultati ottenuti, la trattazione dei dati strutturali è stata effettuata dividendo l'argomento in sottocapitoli, ciascuno relativo al diverso contesto in cui l'evoluzione ha avuto luogo. La distribuzione areale e geometrica delle varie strutture è stata quindi trattata separatamente (paragrafo 3.5), in paragrafi distinti, ciascuno relativo a zone più piccole nelle quali l'area di studio è stata suddivisa.

3.3.1 EVOLUZIONE SIN-MAGMATICA

Distinguere deformazioni o strutture sviluppatasi in un contesto magmatico rispetto a quelle generate in condizioni metamorfiche è relativamente semplice, ma necessita quasi sempre di analisi petrografiche, che devono supportare, in continuo, lo studio strutturale di terreno. In un contesto metamorfico, gli episodi deformativi sono sempre testimoniati da deformazioni intracristalline ("*plastic strain in crystals*": Nicolas, 1992), che possono essere rappresentate da dislocazioni, geminazioni meccaniche e ricristallizzazioni parziali o totali. Nel caso delle deformazioni sin-magmatiche, almeno teoricamente, i singoli cristalli non dovrebbero mostrare deformazioni e soprattutto ricristallizzazioni (Nicolas, 1987; 1989; Paterson et al., 1989).

L'insieme delle osservazioni effettuate sul terreno, supportate anche da analisi petrografiche, ha permesso invece di delineare per il complesso gabbriaco del Bracco, un'evoluzione deformativa iniziata a partire dalle fasi sin-magmatiche. Infatti, sia all'interno dei gabbri, che all'interno dei loro differenziati femici-ultrafemici, si riconoscono, oltre al *layering* magmatico, anche foliazioni, lineazioni, zone di taglio S-C e pieghe, sviluppatasi in contesti deformativi pre-metamorfici.

La foliazione magmatica non è diffusa omogeneamente nell'areale studiato, ma è localizzata in determinati volumi discreti di roccia, generalmente caratterizzati da un *layering* magmatico più o meno ben sviluppato.

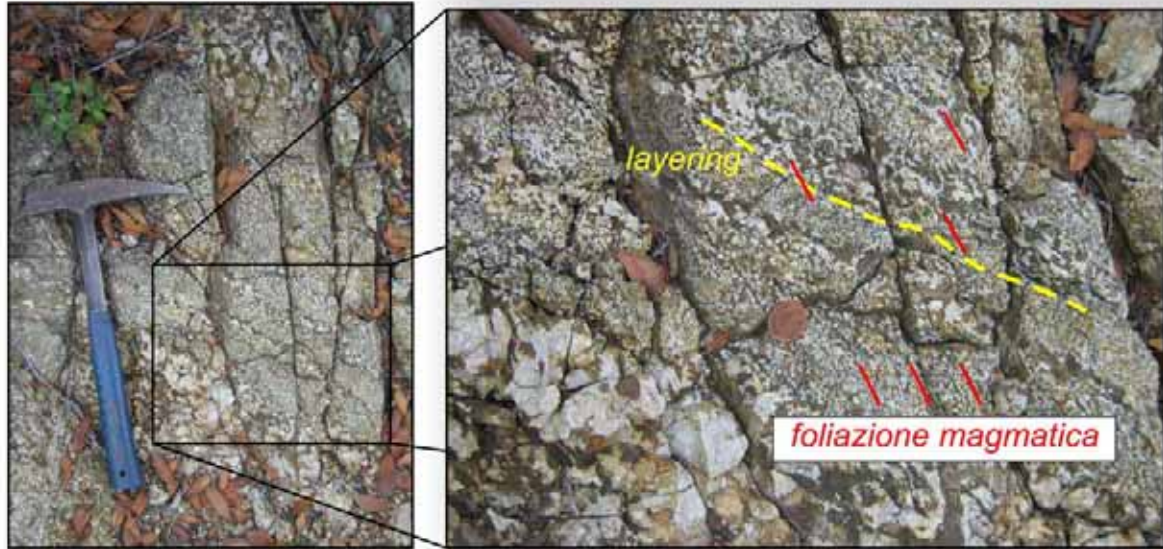


Fig. 3.3.1.1 – Relazione di interferenza tra la foliazione magmatica, costituita da allineamenti di pirosseni e plagioclasti, ed il *layering* magmatico (Loc. Sciona).

Dal punto di vista mesoscopico, questa foliazione è materializzata prevalentemente dall'alternanza di livelli planari millimetrici-centimetrici, di spessore variabile, ricchi in plagioclasio, alternati a livelli più ricchi in pirosseno. Queste specie mineralogiche risultano in genere allungate secondo la direzione della foliazione principale (Fig. 3.3.1.1). I diversi cristalli di plagioclasio, talvolta, si dispongono a "nastro", andando a costituire livelli discreti, monomineralici, lunghi fino a 20-30 cm (Fig. 3.3.1.2). Nelle intercalazioni dunitiche e/o troctolitiche, a causa della loro omogeneità cromatica, la foliazione magmatica è difficilmente riconoscibile alla scala mesoscopica. Soltanto in presenza di una percentuale di plagioclasio rilevante è possibile discriminarla. Rispetto al *layering*, la foliazione magmatica è solitamente inclinata di pochi gradi

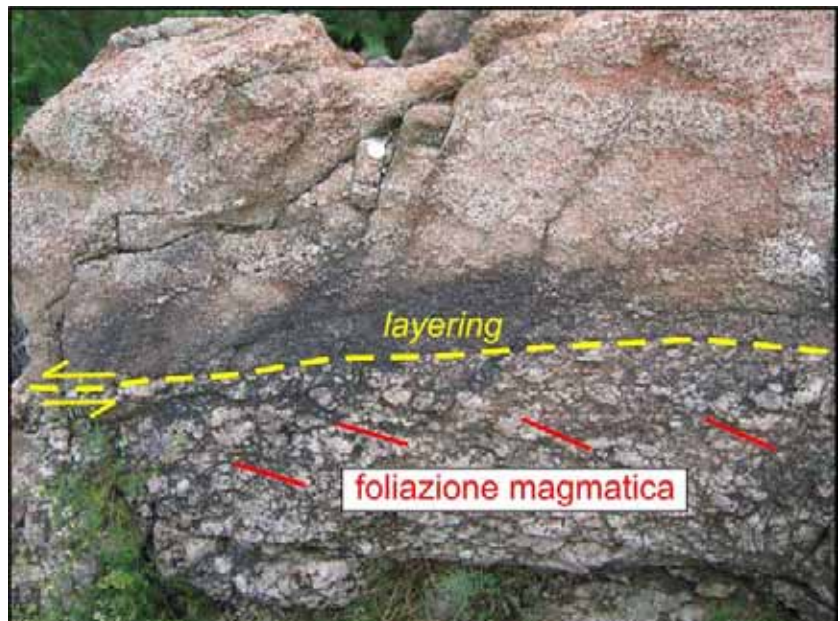


Fig. 3.3.1.2 – Discordanza angolare, con geometria S-C, tra la foliazione magmatica, costituita da livelli "nastriformi" di plagioclasio, ed il *layering* magmatico (Loc. Sciona).

(Fig. 3.3.1.1), da 10 a 20°, raramente parallela. Dove la foliazione è ben sviluppata, localmente è possibile osservare anche incipienti fenomeni traspositivi nei confronti del *layering* e/o dei contatti tra il gabbro ed i suoi differenziati femici.

Solo su alcune buone esposizioni, che hanno permesso di osservare la superficie del piano di foliazione, sono state identificate delle lineazioni magmatiche (Fig. 3.3.1.3). Quest'ultime sono costituite da allineamenti di minerali, prevalentemente pirosseni e talvolta plagioclasti, disposti lungo una direzione preferenziale, verosimilmente parallela alla direzione di movimento del magma.



Fig. 3.3.1.3 – Lineazioni magmatiche (linea bianche continue) materializzate da allineamenti di plagioclasti primari (linee bianche tratteggiate).

Più comunemente, invece, sono state osservate strutture interpretate come zone di taglio S-C, sin-magmatiche (Nicolas, 1992). Frequentemente queste si sviluppano all'interfaccia *layering*-foliazione magmatica, dove la superficie "C" è rappresentata dal *layering*, mentre la "S" dalla foliazione (Fig. 3.3.1.4). In tutti gli affioramenti, in cui queste strutture sono visibili, è stata osservata una sistematica congruenza, alla scala dell'affioramento, nelle direzioni di movimento del flusso.

Le strutture plicative osservate, sviluppatesi in un contesto sin-magmatico, possono coinvolgere sia il *layering* che la foliazione (Fig. 3.3.1.5). Per quanto riguarda il *layering*, si tratta in genere di piegamenti blandi, mentre le pieghe interne alla foliazione possono essere anche molto strette, fino ad isoclinali. In qualche caso è stata osservata la presenza di un *layering* ondulato con associate foliazioni magmatiche non deformate, caratterizzate da geometrie che lascerebbero presupporre una genesi della foliazione contemporanea allo sviluppo dell'ondulazione. L'orientazione degli assi delle pieghe intrafoliari ha mostrato, generalmente, una bassa dispersione dei valori all'interno dello stesso volume di roccia.



Fig. 3.3.1.4 – Zona di taglio S-C sin-magmatica (Loc. Pietra di Vasca).

Dal punto di vista petrografico le osservazioni più significative sono state effettuate sui litotipi gabbrici. La foliazione magmatica risulta materializzata da allineamenti di plagioclasti ed olivina, allungati secondo direzioni preferenziali. Anche se l'olivina è sempre serpentizzata, localmente si può riconoscere il suo *habitus* primario, specialmente se, come talvolta è stato osservato, il bordo è circondato da corone di pirosseno pecilitico indeformato (Fig. 3.3.1.6). Spesso la foliazione può essere materializzata anche dall'allineamento di clinopirosseni, che mostrano chiare isorientazioni, senza avere evidenze di ricristallizzazioni metamorfiche.

In molti casi, nelle foliazioni magmatiche studiate, i cristalli di plagioclasio non risultano semplicemente allungati ed orientati secondo direzioni preferenziali, ma spesso, specialmente quelli di maggiori dimensioni, mostrano deformazioni interne (geminazioni meccaniche e *kink*



Fig. 3.3.1.5 – Piegia sin-magmatica (Loc. Costa Persico).

bands) e/o fatturazioni, talvolta saldate da plagioclasti e/o clinopirosseni interstiziali (Cortesogno et al., 1987). Dal punto di vista composizionale, tuttavia, i grandi cristalli deformati (plagioclasti e clinopirosseni) mostrano composizioni analoghe a quelle dei cristalli più piccoli indeformati.

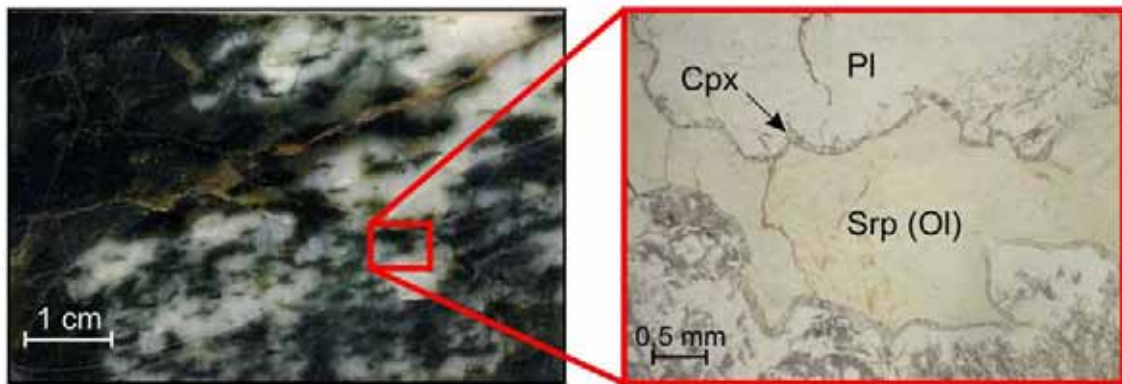


Fig. 3.3.1.6 – Foliazione magmatica. Nell'ingrandimento: clinopirosseno pecilitico primario, indeformato, sviluppato intorno ad olivina primaria serpentinizzata (microfoto, *nicols* \).

I clinopirosseni possono risultare spesso appiattiti lungo la foliazione, talvolta allungati secondo direzioni preferenziali, che sono state interpretate come lineazioni magmatiche. In questi casi, come osservato anche da Cortesogno et al. (1987), i clinopirosseni mostrano deformazioni interne ed hanno una “zonatura periferica non deformata ed interstiziale rispetto a plagioclasio ed olivina”.

L'analisi petrografica e microstrutturale relativa alle pieghe non ha fornito risultati rilevanti. I campioni prelevati sono risultati purtroppo molto alterati. Soprattutto i livelli a plagioclasio, che meglio materializzano in affioramento le pieghe, hanno fornito poche informazioni.

3.3.2 EVOLUZIONE METAMORFICA OCEANICA

L'evoluzione metamorfica, che segue all'intrusione ed alla deformazione sin-magmatica del complesso gabbriico, è articolata in più fasi. Nell'area studiata sono stati riconosciute tre distinte fasi metamorfico\deformative. La prima fase è strettamente legata a deformazioni di taglio duttili; le altre due invece, di carattere retrogrado, sono associate a ricristallizzazioni sia dinamiche che statiche.

La maggior parte delle osservazioni e dei campioni prelevati provengono dai litotipi gabbriici, nei quali le deformazioni legate ai primi due eventi sono più facilmente distinguibili.

FASE D_{oc1B}

L'evento metamorfico più antico è rappresentato da zone di taglio ("*shear zones*") duttili (Cortesogno et al., 1987, 1994; Hoogerduijn-Strating, 1988; Molli 1992; 1994; 1996) la cui formazione, come risulta evidente dall'analisi sul terreno, è successiva sia al *layering* che alle altre strutture deformative sin-magmatiche.

Le zone di taglio ascrivibili alla fase deformativa D_{oc1B} , presenti diffusamente all'interno del complesso gabbriico, sono localizzate in fasce discrete, che raramente vanno ad isolare volumi di roccia indeformati. Si possono osservare sia all'interno del gabbro che dei suoi differenziati femici e possono talvolta essere localizzate anche lungo i contatti tra gli stessi (Fig. 3.3.2.1).

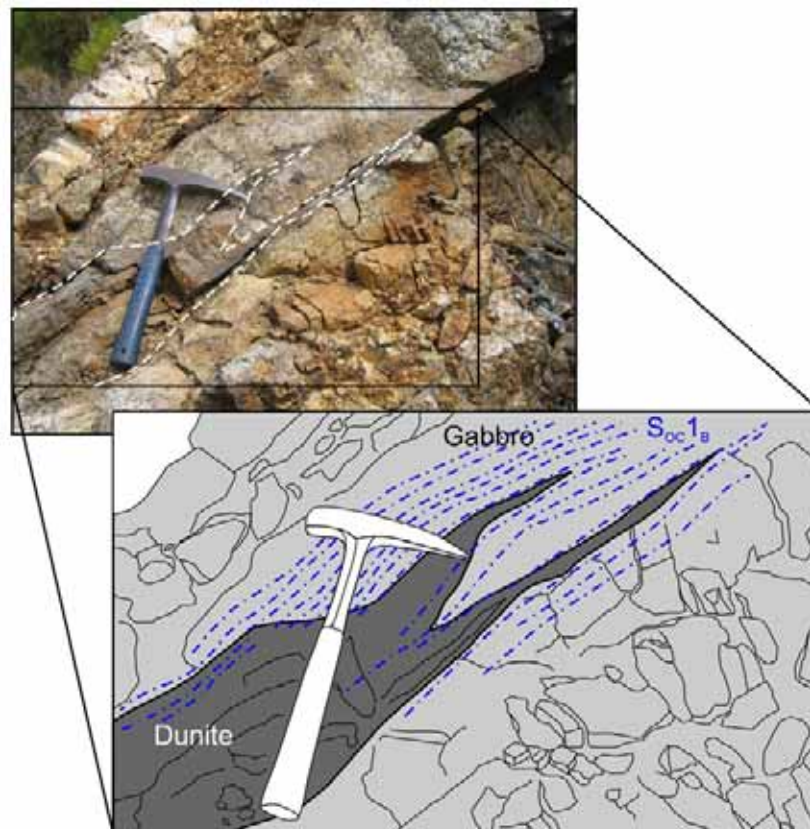


Fig. 3.3.2.1 – *Shear zone* (D_{oc1B}) sviluppatasi all'interfaccia dunite\gabbro. I rapporti tra i due litotipi risultano trasposti dalla deformazione metamorfica (loc. Moggia-Pian della Madonna).

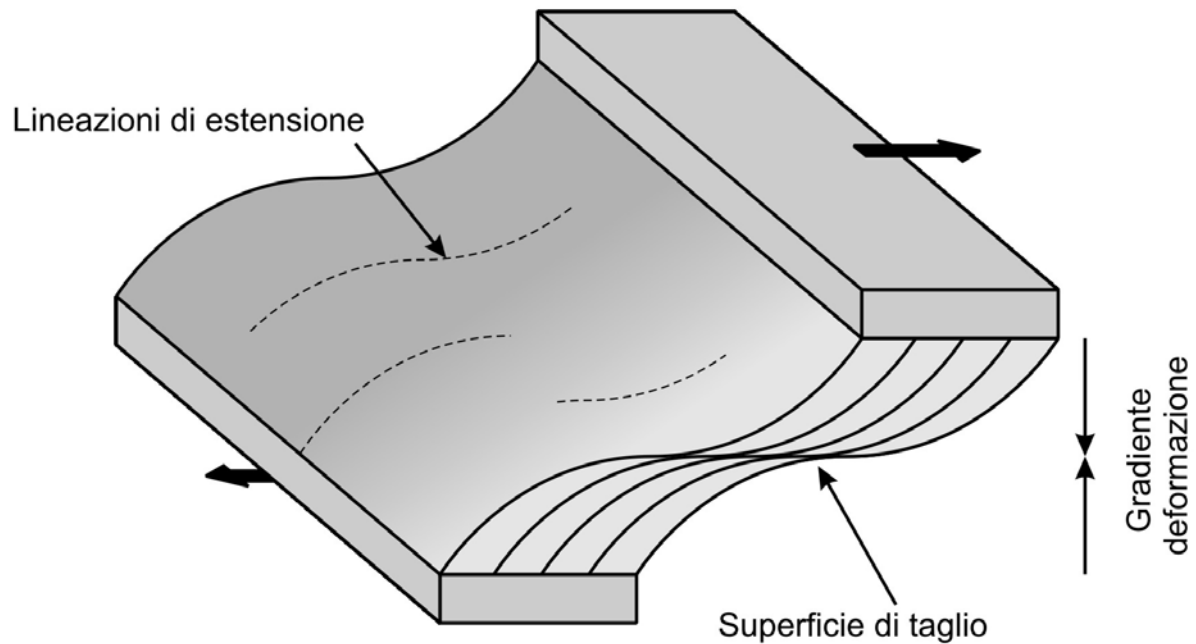


Fig. 3.3.2.2 – Geometria di una zona di taglio (con le relative strutture associate) idealizzata, secondo lo schema proposto da Hanmer & Passchier (1991).

Le D_{OC1B} , all'interno dei gabbri, sono caratterizzate generalmente da foliazioni tettoniche nette e molto pervasive, alla scala sub-millimetrica/millimetrica, marcate da alternanze di livelli bianchi (plagioclasio prevalente) e scuri (pirosseni prevalenti). Nei livelli dunitici, invece, queste strutture sono difficilmente distinguibili alla mesoscala, data l'assenza di alternanze cromatiche che evidenzino la foliazione; dal punto di vista petrografico-microstrutturale, le stesse strutture hanno dato poche informazioni, a causa dell'intensa serpentinizzazione della roccia.

Queste “*shear zones*” sono solitamente caratterizzate da un progressivo aumento della deformazione dai settori esterni verso le parti più interne e determinano una graduale deflessione delle foliazioni

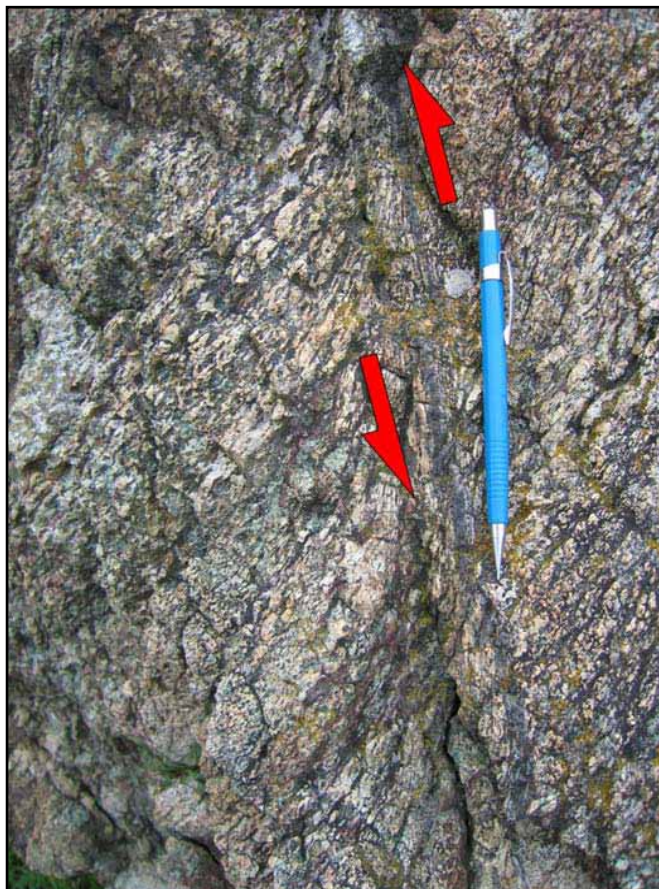


Fig. 3.3.2.3 – Zona di taglio milonitica D_{OC1B} all'interno di gabbri. Il senso movimento è desunto in maniera univoca delle asimmetrie della foliazione metamorfica.



Fig. 3.3.2.4 – Lineazioni d'estensione ($Loc1_B$) disposte sulla superficie di foliazione $Soc1_B$.

(Ramsay & Graham, 1970; Simpson & Schmidt, 1983), che, nella parte centrale, dove si registra la maggiore deformazione, arrivano a parallelizzarsi tra loro (Fig. .2.2 e Fig. 3.3.2.3). Le relazioni geometriche tra la superficie di taglio e le foliazioni oblique ad essa associate sono risultate ottimi indicatori di movimento (Fig. 3.3.2.2 e Fig 3.3.2.3). In corrispondenza di queste geometrie, sono state frequentemente osservate anche strutture S-C (Berthé et al., 1979a, b; Vernon et al., 1983; Lister & Snoke, 1984; Krohe, 1990; Passchier & Trouw, 1996). Spesso, sul

piano della foliazione ($Soc1_B$), sono presenti evidenti lineazioni di estensione $Loc1_B$ (*stretching lineations*: Passchier & Trouw, 1996), marcate prevalentemente da porfiroclasti allungati di clinopirosseno e da nastri, più o meno continui, di plagioclasio (Fig. 3.3.2.4). Associate alle zone di taglio, sono localmente riconoscibili anche pieghe intrafoliarie (Fig. 3.3.2.5), considerate sin-genetiche rispetto all'evento D_{oc1_B} . All'interno di quest'ultime non sono mai stati riconosciute, infatti, paragenesi mineralogiche sin-deformative, diverse da quelle che caratterizzano l'evento D_{oc1_B} . Lo sviluppo di pieghe intrafoliarie è generalmente associato ai *fabrics* metamorfici più evoluti (*Fabric II* e *III*, vedi seguito).

Tutti gli elementi strutturali sopra descritti hanno contribuito a conferire, per ciascuna struttura di taglio osservata, dei sensi di movimento e, nel caso particolare delle lineazioni, hanno consentito di ricostruire sia la direzione che il verso di trasporto tettonico (vedi paragrafo 3.5).

Gli spessori delle zone di taglio in oggetto possono variare da un minimo di 5-10 cm fino a diverse decine di metri, con lunghezze comprese, rispettivamente, tra pochi decimetri e qualche decina di metri.

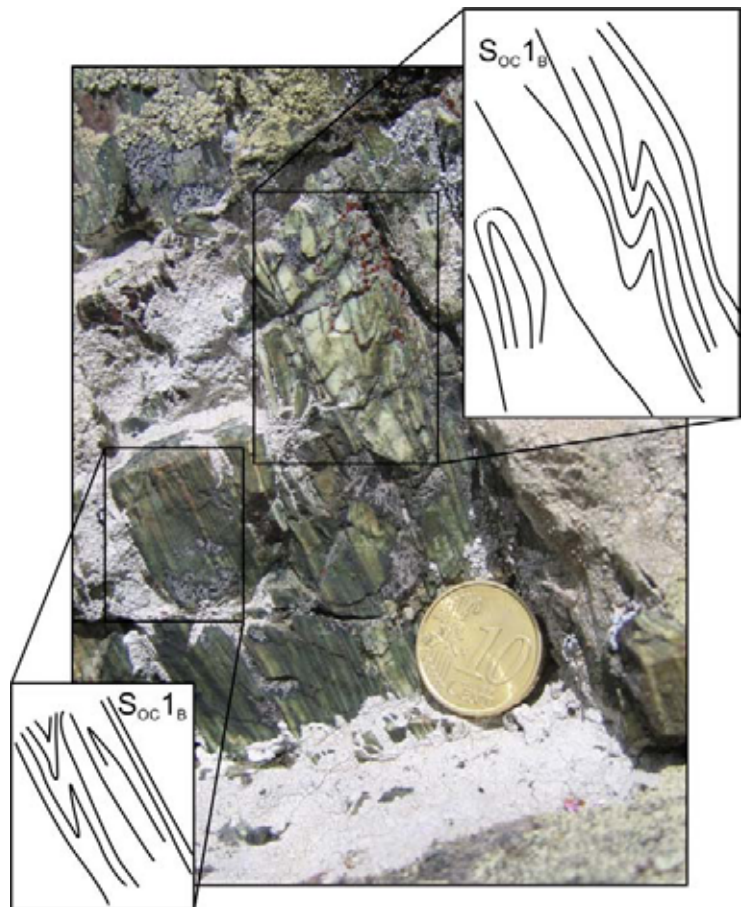


Fig. 3.3.2.5 – Pieghe intrafoliarie associate ad una zona di taglio D_{oc1_B} .

Frequentemente le zone di taglio sono state osservate in corrispondenza dei gabbri con *layering* ben sviluppato, spesso caratterizzati a loro volta da foliazioni magmatiche. Le giaciture delle foliazioni metamorfiche risultano spesso sub-parallele a quelle delle strutture magmatiche (Fig. 3.3.2.6).

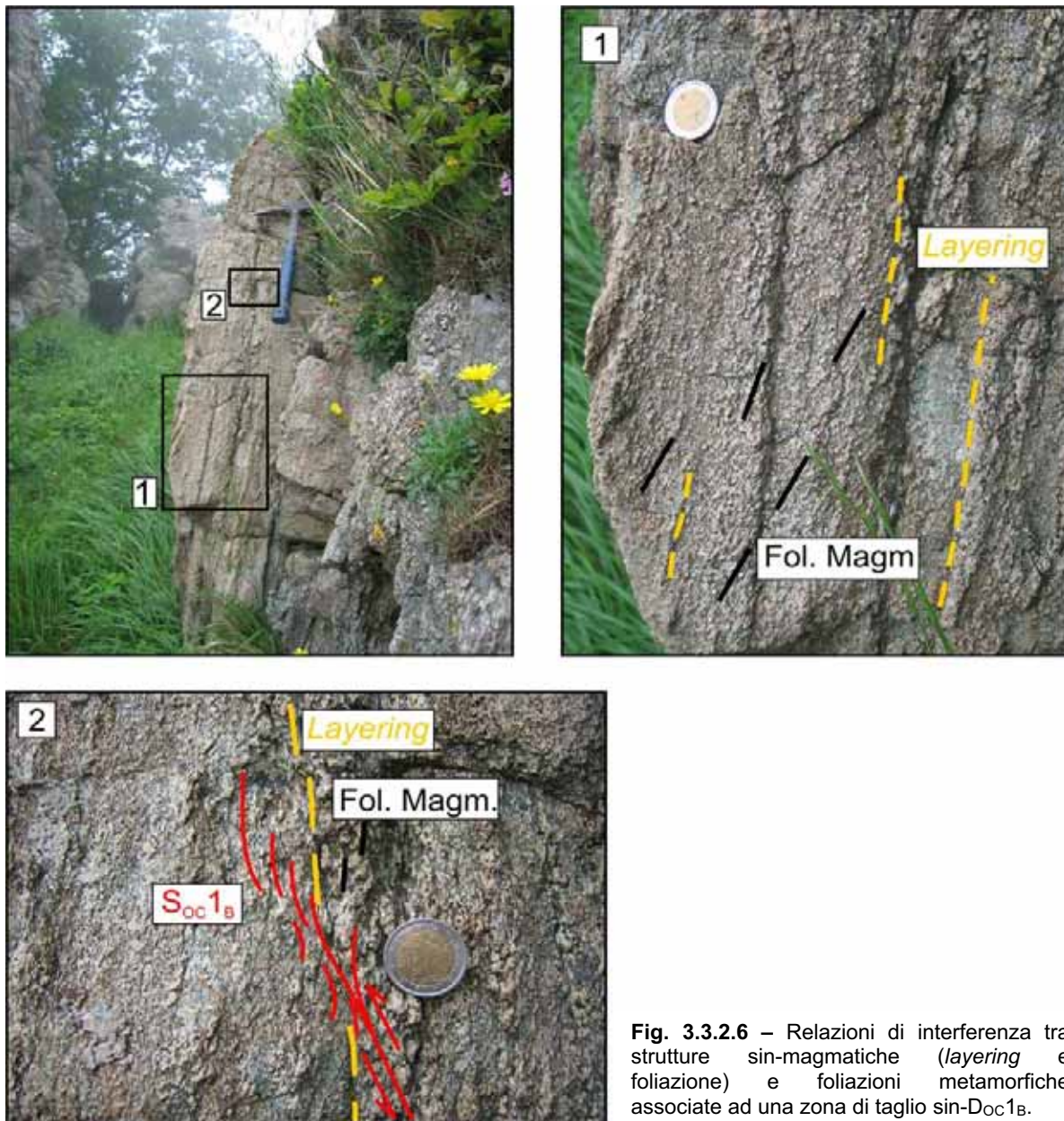


Fig. 3.3.2.6 – Relazioni di interferenza tra strutture sin-magmatiche (*layering* e foliazione) e foliazioni metamorfiche associate ad una zona di taglio sin-D_{OC1B}.

Difficilmente queste le fasce di taglio sono state osservate attraversare i gabbri pegmatoidi, con dimensioni pluricentriche dei cristalli, mentre, più comunemente, si è osservato una deviazione delle stesse intorno a tali domini, i quali risultano poco o per niente deformati (Fig. 3.3.2.7). Nei casi in cui la foliazione metamorfica diviene parallela a quella magmatica, è praticamente impossibile discriminare sul terreno le due strutture. La foliazione che viene osservata in questi casi è sostanzialmente una foliazione composita.

Dal punto di vista microstrutturale, le rocce attraversate dalle zone di taglio in oggetto sono interessate da un'importante riorganizzazione strutturale e mineralogica interna, che determina lo sviluppo di tessiture milonitiche (Bell & Etheridge, 1973; Hobs et al., 1976; White et al., 1980; Tullis et al., 1982; Hanmer &

Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1996). Si assiste infatti ad una riduzione della dimensione dei minerali, associata alla quale c'è un progressivo sviluppo della foliazione, definita da alternanze di livelli a plagioclasio e di livelli a pirosseno.

La ricristallizzazione metamorfica non di rado preserva, in proporzioni variabili, relitti tessiturali e paragenetici magmatici. I plagioclasti primari ricristallizzano creando aggregati poligonali di plagioclasti con giunzioni a 120° (Fig. 3.3.2.8). I clinopirosseni magmatici, rappresentati prevalentemente da diopside, sono ricristallizzati in aggregati di clinopirosseno secondario, di composizione diopsidica, con giunzioni triple (Fig. 3.3.2.9). Associati a questi ultimi possono essere presenti cristalli di ilmenite ed a volte anche anfiboli rosso-bruni (Ti-pargasite), anch'essi in contatto, rispetto al diopside secondario, mediante giunzioni triple. Questi anfiboli possono essere presenti anche nelle ombre di pressione del diopside magmatico. I clinopirosseni di neoformazione

non mostrano mai né tracce di sfaldatura né lamelle di essoluzione. Queste ultime sembrano essere tuttavia più frequenti nei pirosseni primari coinvolti nelle deformazioni, che in quelli associati a protoliti indeformati.

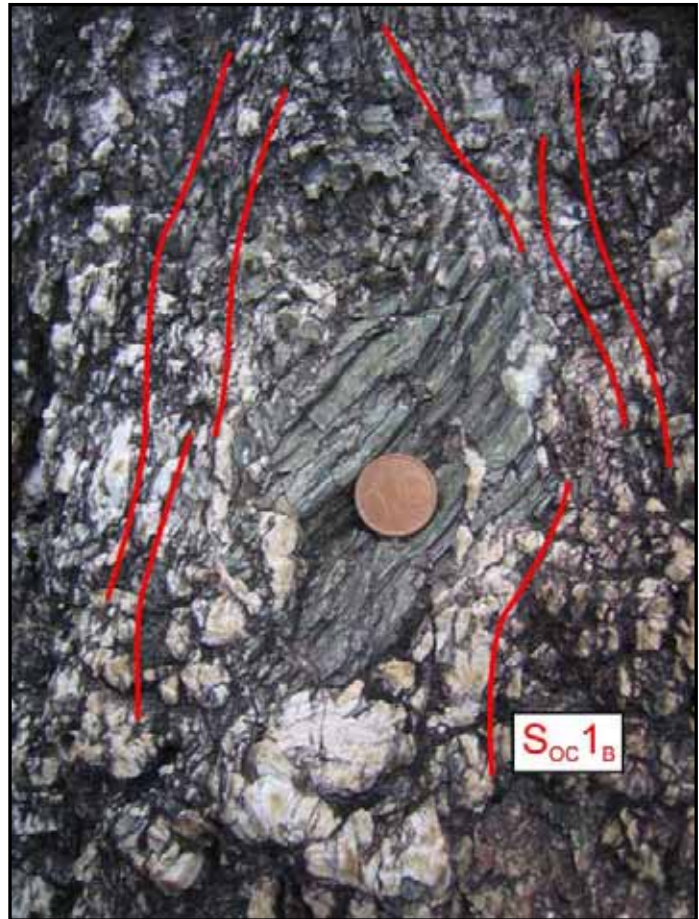


Fig. 3.3.2.7 – Porzione di gabbro a tessitura pegmatoide preservata dalla deformazione metamorfica (D_{OC1B}), concentrata nei volumi di roccia (caratterizzati da una tessitura primaria più fine) limitrofi.

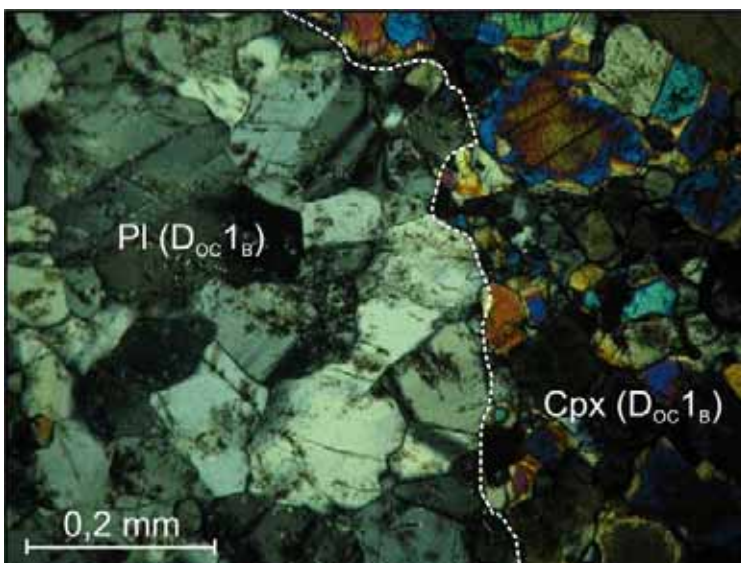


Fig. 3.3.2.8 – Plagioclasti e clinopirosseni ricristallizzati. I contatti tra i cristalli di neoformazione sono marcati da giunzioni triple a 120° (microfoto, nicols +).

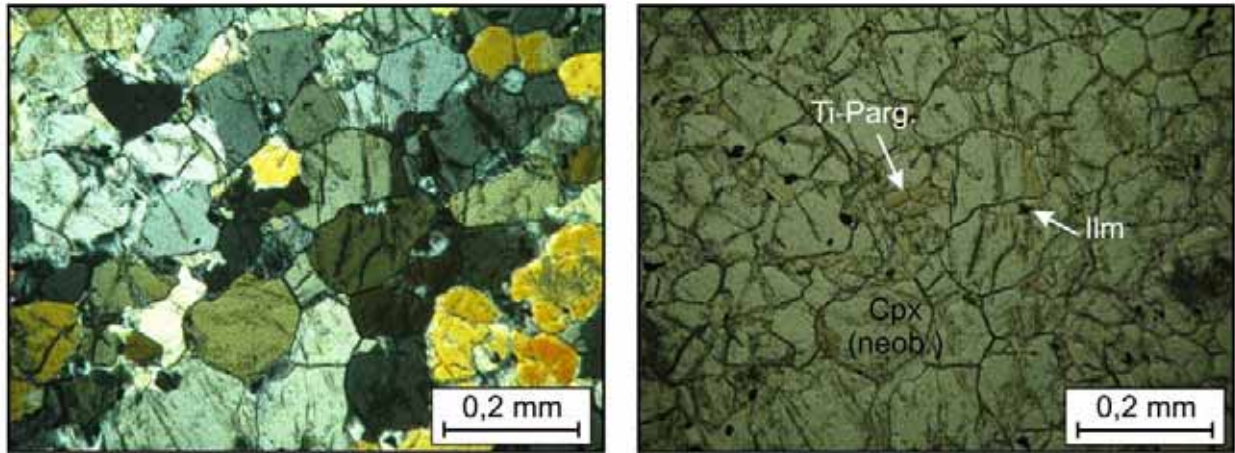


Fig. 3.3.2.9 – Ti-pargasite ed ilmenite sin-D_{OC1B} interstiziali rispetto ai clinopirosseni di neoformazione (microfoto a sx *nicols +*, microfoto a dx *nicols *).

Prendendo in parte spunto da studi petrografico-strutturali analoghi (es: Cannat, 1991; Molli 1994; Gaggero & Cortesogno, 1997) si è ritenuto opportuno, in funzione delle diverse caratteristiche meso- e micro-strutturali riconosciute all'interno delle zone di taglio analizzate, distinguere diversi *fabrics*. In luogo dei 3 diversi “tipi” proposti da Molli (1994), per analisi condotte sullo stesso areale, è stata in questo lavoro stilata una classificazione di 4 diversi *fabrics*:

FABRIC I: il protolito gabbroico è visibilmente deformato ed è presente una foliazione non molto penetrativa alla scala millimetrico-centimetrica (Fig. 3.3.2.10), marcata essenzialmente dall'allungamento di porfiroclasti di clinopirosseno, che solo localmente creano domini lenticolari, scarsamente coalescenti tra loro. I porfiroclasti di clinopirosseno mostrano ondulazioni interne (Fig. 3.3.2.11) e possono essere circondati da una corona (millimetrica/sub-millimetrica) di clinopirosseno secondario (0,2 mm), al cui interno, localmente, sono presenti elementi del clinopirosseno primario. Si riconoscono interstizialmente ai neoblasti di clinopirosseno, piccoli cristalli di orneblenda bruna (Ti-pargasite). Il plagioclasio primario, frequentemente riconoscibile, mostra spesso estinzione ondulata e geminazione meccanica (Fig. 3.3.2.12).

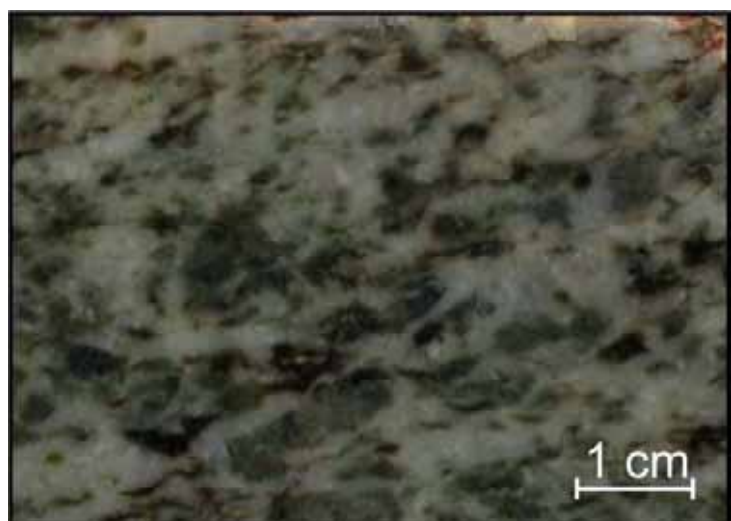


Fig. 3.3.2.10 – *Fabric I*: foliazione metamorfica debolmente penetrativa in un gabbro a pirosseno.

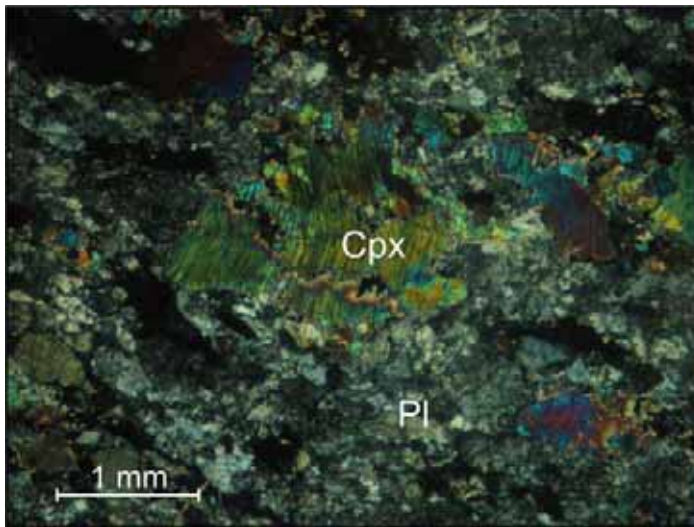


Fig. 3.3.2.11 – Fabric I: Clinopirosseno con deformazione interna e debole ricristallizzazione nella zona periferica (microfoto, *nicols +*).

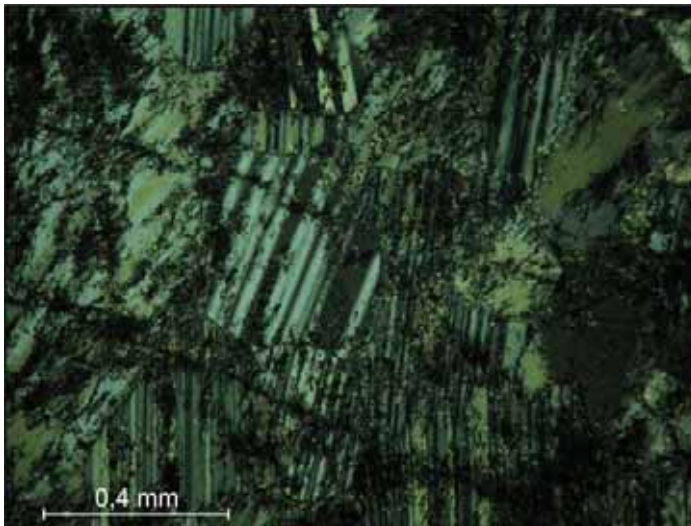


Fig. 3.3.2.12 – Fabric I: geminazione meccanica all'interno di un plagioclasio primario (microfoto, *nicols +*).

La ricristallizzazione, accompagnata da una riduzione di grana, avviene lungo i bordi dei singoli cristalli. Secondo la classificazione proposta da Spry (1969) e Sibson (1977), basata sul confronto tra la percentuale di matrice e quella di porfiroclasti, queste rocce possono essere definite come dei metagabbri proto-milonitici;

FABRIC II: la foliazione è ben sviluppata, netta e pervasiva alla scala millimetrica, costituita da domini lenticolari (*flaser gabbri Auctt.*, gabbri occhiadini *Auctt.*), più o meno stirati, di clinopirosseni, alternati a bande granoblastiche di plagioclasio ricristallizzato (Fig. 3.3.2.13). I livelli costituiti da clinopirosseno, più o meno continui, sono caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di clinopirosseno, intorno ai quali si osservano abbondanti aggregati di clinopirosseni (Fig. 3.3.2.14), neoformati, poligonali (0,1-0,2 mm), che ne vanno a costituire le ombre di pressione.

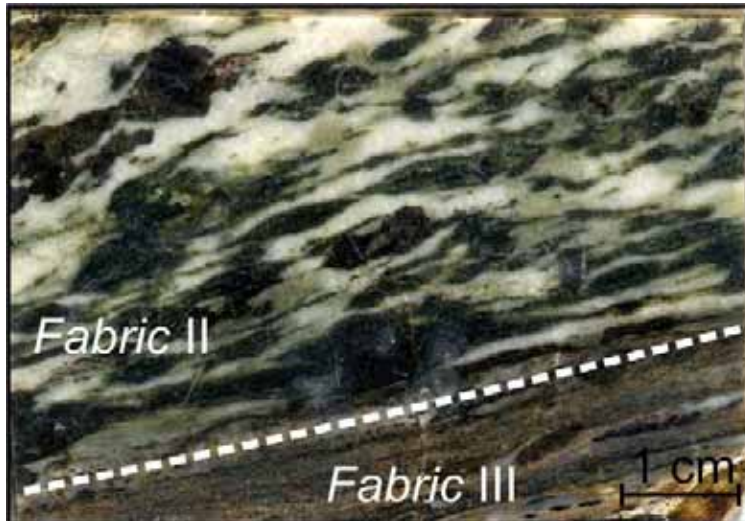


Fig. 3.3.2.13 – Fabric II: foliazione metamorfica costituita da domini lenticolari di clinopirosseno alternati a livelli di plagioclasio. L'aumento della deformazione determina la transizione, verso il basso, a termini del fabric più evoluti (Fabric III).

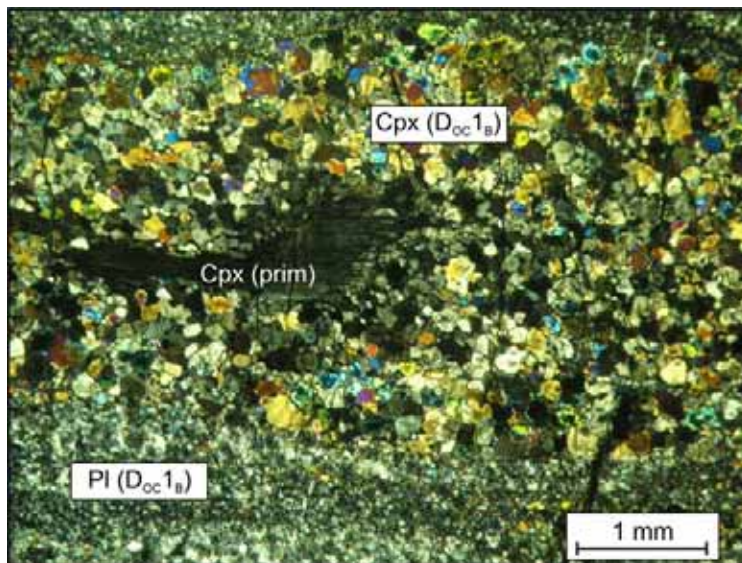


Fig. 3.3.2.14 – Fabric II: relitto di clinopirosseno magmatico-primario circondato da una corona di clinopirosseni neoformati (sin-D_{oc1B}). I plagioclasti primari sono sostituiti completamente da aggregati granoblastici di plagioclasti sin-D_{oc1B} (microfoto, *nicols* +).

E' presente orneblenda bruna interstiziale. I clinopirosseni primari mostrano spesso deformazioni interne, come estinzione ondulata o micropieghe. Le code di pressione, intorno ai porfiroclasti di clinopirosseno, formano talvolta geometrie tipo "σ" (Molli, 1994; Passchier & Trouw, 1996). I plagioclasti hanno un grado di ricristallizzazione piuttosto spinto; i rari cristalli primari mostrano generalmente geminazione meccanica ed estinzione ondulata. La ricristallizzazione si sviluppa prevalentemente lungo i bordi dei cristalli, con una progressiva riduzione della grana (0,05-0,1 mm). Queste rocce possono essere definite come dei metagabbri milonitici (Spry, 1969; Sibson, 1977);

FABRIC III: la foliazione è ben sviluppata, netta ed estremamente pervasiva, costituita da un'alternanza, alla scala millimetrica, di livelli a clinopirosseno e di livelli a plagioclasio (Fig. 3.3.2.15). Si osserva una significativa riduzione di grana dei clinopirosseni (0,1 mm) ed un'estesa ricristallizzazione dinamica dei plagioclasti (0,05-0,1 mm). I rari porfiroclasti di clinopirosseno magmatico sono circondati da abbondanti neoblasti di

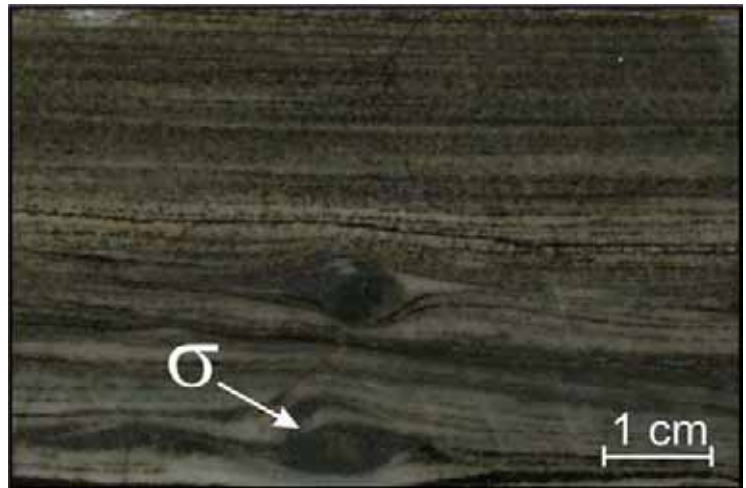


Fig. 3.3.2.15 – Fabric III: foliazione pervasiva, materializzata da alternanze di livelli a clinopirosseno (scuri) con livelli a plagioclasio (bianchi). Sono preservati dei relitti di clinopirosseno primario, circondati da aggregati di clinopirosseni di neo-formazione, che ne costituiscono le ombre di pressione sin- D_{OC1B} . Il pirosseno indicato dalla freccia mostra una asimmetria di tipo “ σ ”.

clinopirosseno, che vanno generalmente a costituirne le code di pressione, con asimmetrie tipo “ σ ” o “ δ ” (Passchier & Simpson, 1986; Passchier & Trouw, 1996) o prive di asimmetria (Fig. 3.3.2.15). I plagioclasti sono caratterizzati, oltre che da una consistente ricristallizzazione, anche da una evidente variazione di forma, che porta, all'interno di livelli discreti, molti individui ad allungarsi secondo una direzione preferenziale, a volte discordante rispetto alla foliazione generale della roccia. Localmente, a queste strutture sono associate geometrie di tipo S-C (Passchier & Trouw, 1996), che consentono, al pari degli altri indicatori cinematici, di determinare il senso di movimento della zona di taglio osservata (Fig. 3.3.2.16). Tali *fabrics* si

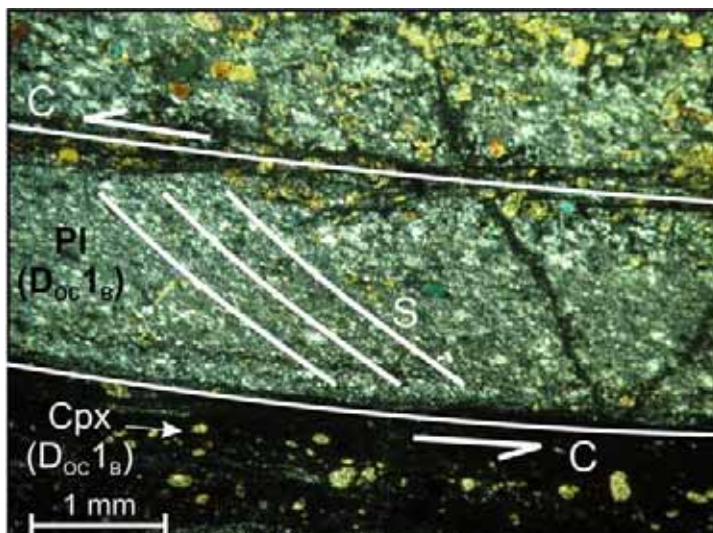


Fig. 3.3.2.16 – Fabric III: zona di taglio con geometria S-C: la superficie S è marcata dall'allungamento dei plagioclasti; la superficie C da livelli ricchi in ossidi (microfoto, nicols +).

sviluppano sia in corrispondenza delle alternanze con i livelli a clinopirosseno, che all'interno degli stessi livelli a plagioclasio; in quest'ultimo caso la discordanza è generalmente marcata da sottili livelli (sub-millimetrici) ricchi in ossidi (Fig. 3.3.2.16). Queste rocce possono essere definite come dei metagabbri ultramilonitici (Spry, 1969; Sibson, 1977);

FABRIC IV: la foliazione è difficilmente visibile alla scala mesoscopica, mentre è riconoscibile alla micro-scala, dove si può apprezzare un'alternanza composizionale, sub-millimetrica, tra i livelli a plagioclasio e quelli a pirosseno (Fig. 3.3.2.17). Le dimensioni delle due specie mineralogiche sono simili, generalmente inferiori a 0,05 mm. A volte sono presenti dei porfiroblasti di clinopirosseno

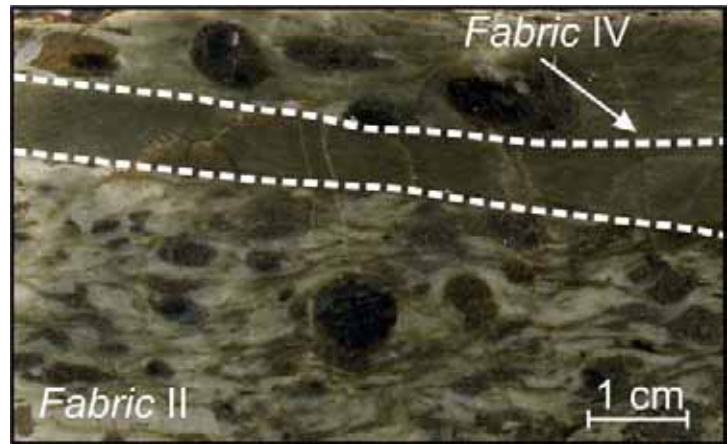


Fig. 3.3.2.17 – Fabric IV: La deformazione associata al *Fabric IV*, alla quale non corrisponde lo sviluppo di una foliazione apprezzabile alla mesoscala, è localizzata in un ristretto volume di roccia. La transizione rispetto al *Fabric II* è netta ed avviene senza l'interposizione dei termini intermedi (es. *Fabric III*).

di dimensioni maggiori (0,1-0,2 mm), allungati lungo la direzione della foliazione principale (Fig. 3.3.2.18). Si possono osservare strutture tipo S-C, con le superfici "S" materializzate prevalentemente all'interno dei livelli a pirosseno (Molli, 1994). Secondo la classificazione proposta da Passchier & Trouw (1996), queste rocce possono essere definite come dei metagabbri ultramilonitici. Per lo stesso tipo di *fabric*, Molli adotta i termini "*high strain fabric*" (1992) e "*flinty ultramylonite*" (1994).

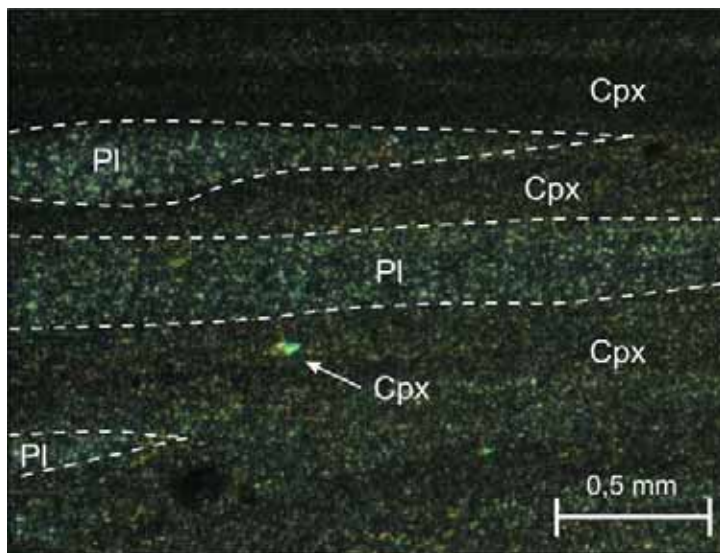


Fig. 3.3.2.18 – Fabric IV: la foliazione è marcata da alternanze sub-millimetriche di livelli a plagioclasio e livelli a clinopirosseno. E' visibile un porfiroblasto di clinopirosseno di dimensioni maggiori allungato secondo la direzione della foliazione (microfoto, nicols +).

I *fabrics* sopra descritti rappresentano i vari termini di un gradiente di deformazione, che, almeno teoricamente, dovrebbe corrispondere ad un progressivo e simmetrico aumento della deformazione dai settori più esterni (*Fabric I*) fino a quelli più interni (*Fabric IV*).

Per quello che si è potuto osservare direttamente sul terreno e dai campioni analizzati al microscopio ottico, la transizione tra i vari termini del *fabric* può essere sia graduale che netta. Talvolta è stato addirittura

osservato il passaggio diretto tra termini non consecutivi, cioè senza l'interposizione di *fabric* "intermedi" (es.: Fig. 3.3.2.17). In qualche caso la transizione verso domini di *fabric* più evoluti è accompagnata anche dallo sviluppo di pieghe intrafoliari.

La distribuzione e l'orientazione delle strutture in oggetto (S_{OC1B}) può variare da punto a punto nell'area rilevata, mantenendo tuttavia, spesso per larghi settori, andamenti omogenei. Analogamente, anche le lineazioni di estensione L_{OC1B} , relative alle strutture in esame, mostrano andamenti sostanzialmente omogenei, per le medesime aree. Una più dettagliata trattazione dell'argomento è fornita nel paragrafo 3.5.

I gabbri milonitici relativi alla fase D_{OC1B} sono localmente attraversati da vene riempite da associazioni di orneblenda+oligoclasio, che ne predatano la genesi (Fig. 3.3.2.19). Analogamente, anche i filoni di basalto tagliano le strutture in oggetto senza essere deformati (Fig. 3.3.2.20). L'intrusione di questi ultimi è pertanto successiva rispetto allo sviluppo delle *shear zones* D_{OC1B} .

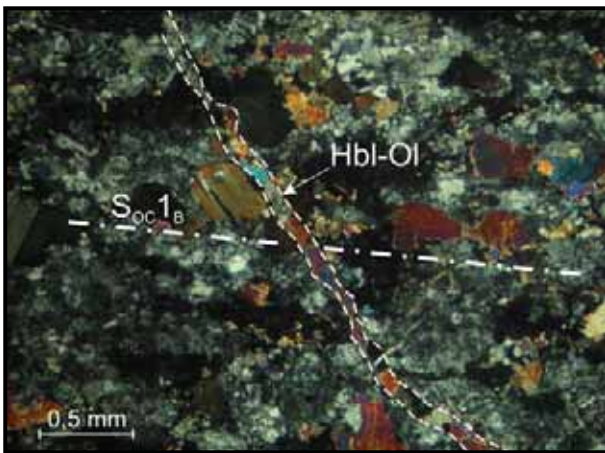


Fig. 3.3.2.19 – Vene riempite dall'associazione orneblenda-oligoclasio all'interno di un gabbro affetto dalla deformazione D_{OC1B} (microfoto, nicols +).



Fig. 3.3.2.20 – Relazione di interferenza tra un filone di basalto (β) e la foliazione S_{OC1B} .

FASE D_{OC2B}

La seconda fase metamorfica che interessa il complesso gabbroico ha mostrato, nell'areale studiato, caratteri variabili. Frequentemente essa è associata a ricristallizzazioni statiche, che possono interessare sia i protoliti gabbroici indeformati, che quelli affetti dalla deformazione D_{OC1B} . Localmente, però, questo evento metamorfico è associato allo sviluppo di zone di taglio duttili D_{OC2B} , molto più rare rispetto a quelle attribuite all'evento D_{OC1B} .

Queste "*shear zones*" sono state individuate prevalentemente nella zona di Costa Persico (vedi paragrafo 3.5) e localmente anche nell'area di Canegreca, in corrispondenza dei contatti tra gabbri e duniti. Dal punto di vista mesoscopico, tali zone di taglio sono caratterizzate da gabbri deformati, nei quali si osserva lo sviluppo, talvolta discontinuo, di foliazioni variamente penetrative (Fig. 3.3.2.21) alla scala millimetrica-centimetrica, materializzate da alternanze di livelli bianchi costituiti da plagioclasio e livelli verdi ad anfiboli. Lo spessore di queste strutture è molto variabile: quelle più spesse possono superare i 3-4 m, mentre quelle più sottili, osservate su campioni analizzati al microscopio, possono arrivare ad 1-2 cm. L'estensione delle stesse è molto limitata, al massimo 10-15 m.

Nei pochi casi osservati in affioramento, le zone di taglio sin- D_{OC2B} si sviluppano lungo le strutture metamorfiche precedenti, sin- D_{OC1B} (Fig. 3.3.2.21).



Fig. 3.3.2.21 – Zona di taglio D_{OC2B} sviluppata in corrispondenza di metagabbri associati alla fase D_{OC1B} (loc. Costa Persico).

Dal punto di vista mesoscopico, le zone di taglio D_{OC2B} , analogamente a quelle di prima fase, sono caratterizzate da un aumento della deformazione dalle zone più esterne verso quelle più interne, accompagnato dallo sviluppo di foliazioni sempre più continue e finemente spaziate nelle zone centrali. Strutture S-C e pieghe intrafoliari sono state osservate localmente. Le lineazioni di estensione L_{OC2B} , quando presenti, sono marcate, sulla superficie di scistosità S_{OC2B} , dall'allungamento di anfiboli.

Queste zone di taglio mostrano, dal punto di vista microstrutturale, una riorganizzazione tessiturale e mineralogica, che determina *fabrics* milonitici, che consistono in una riduzione dimensionale dei minerali (sia magmatici che metamorfici) e in una foliazione, non sempre ben definita, marcata dall'alternanza di livelli lepidoplastici/nematoblastici ad anfibolo (\pm pirosseni relitti) e livelli granoblastici a plagioclasio. Rispetto alla fase precedente, in questo evento, si assiste all'abbondante sviluppo di nuove fasi mineralogiche, rappresentate prevalentemente da anfiboli (Mg-orneblenda ed edenite). I pirosseni mostrano estinzioni ondulate e micropieghe, dalle quali si propagano talvolta delle fratture. I plagioclasii mostrano deformazioni interne, come geminazioni meccaniche ed una cataclasi spinta, che determina una riduzione di grana sensibile, ma ridotta, rispetto a quella della fase D_{OC1B} . Solo in corrispondenza di una zona di taglio D_{OC2B} , generatasi lungo la milonite relativa alla D_{OC1B} , si è osservato lo sviluppo della tessitura ultramilonitica.

L'evento metamorfico associato alla fase D_{OC2B} , come già accennato, non si esplica esclusivamente attraverso zone di taglio duttili, ma frequentemente determina una ricristallizzazione statica di varie fasi mineralogiche. In particolare, si assiste alla cristallizzazione di anfiboli come Mg-orneblenda ed edenite, spesso pseudomorfi sui minerali magmatici (Fig. 3.3.2.22).

Dal punto di vista petrografico e microstrutturale, comunque, è sicuramente lo studio delle zone di taglio D_{OC2B} che fornisce le maggiori informazioni sui rapporti blastesi-deformazione relativi a questa fase metamorfica. La retrocessione dei pirosseni in anfiboli, prevalentemente Mg-orneblenda, inizia, localmente, in condizioni statiche e prosegue durante la deformazione D_{OC2B} . Sono abbastanza comuni, infatti, Mg-orneblende deformate e ruotate, nelle cui ombre di pressione sin- D_{OC2B} si verifica la cristallizzazione sin-cinematica di anfiboli analoghi, associati anche a tremolite e clorite. I plagioclasti conservano spesso caratteri primari, con contenuti in anortite alti (An_{57-58}). I termini maggiormente ricristallizzati mostrano bassi contenuti in Ca: in alcuni casi arriva ad avere $An_{<30}$.

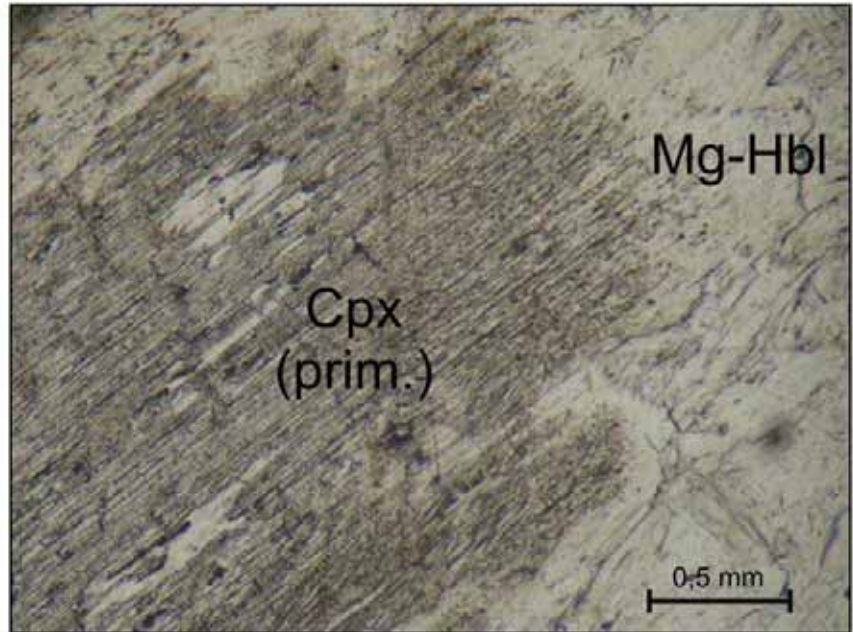


Fig. 3.3.2.22 – Mg-orneblenda cristallizzata staticamente intorno ad un clinopirosseno magmatico primario (microfoto, nicols \\\).

In rari casi è stato osservato lo sviluppo precoce sin-cinematico di Mg-orneblenda nelle ombre di pressione di pirosseni secondari, associati alla fase D_{OC1B} . Gli anfiboli di neoformazione (sin- D_{OC2B}) crescono sopra i neoblasti di pirosseno

(D_{OC1B}), mostrando delle geometrie compatibili con uno sviluppo sin- D_{OC2B} , parallelo alla deformazione associata alla precedente fase deformativa (Fig. 3.3.2.23).

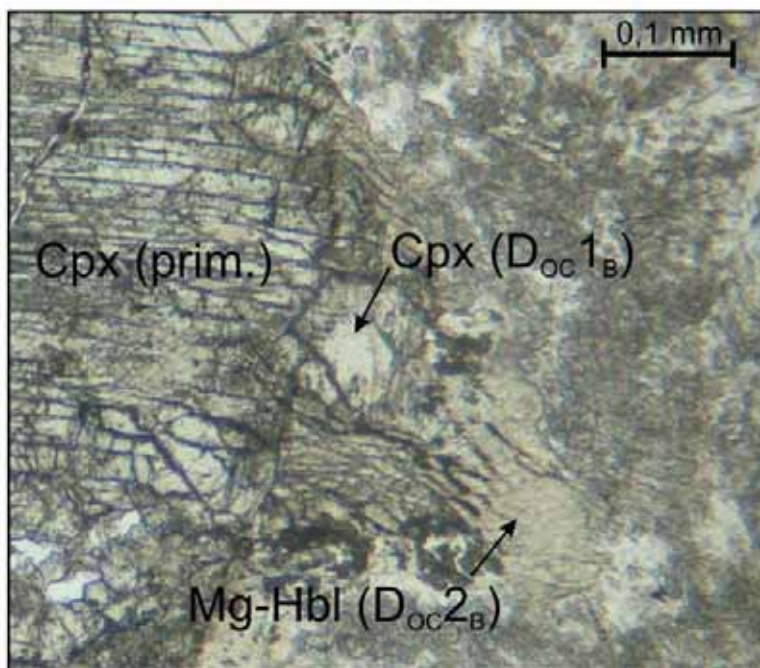


Fig. 3.3.2.23 – Ombra di pressione sin- D_{OC2B} costituita da Mg-orneblenda sviluppata dinamicamente intorno ad aggregati sin- D_{OC1B} di clinopirosseno (microfoto, nicols \\\).

Le fasi mineralogiche più recenti, sviluppatasi alla fine dell'evento D_{OC2B} , sono rappresentate da anfiboli, dall'aspetto prevalentemente aciculare, che cristallizzano dinamicamente nelle zone più esterne delle ombre di pressione. Le analisi hanno rivelato per questi anfiboli, associati talvolta a clorite, composizione tremolitico-actinolitica.

Le strutture deformative D_{OC2B} sono localmente attraversate da vene

riempite da Mg-orneblenda e/o associazioni di anfiboli verdi (tremolite-actinolite) \pm plagioclasio, epidoto, prehnite-pumpellyite. Sono state osservate anche vene riempite da serpentino e/o clorite, che tagliano le strutture relative alla fase D_{OC2B} ; altre volte, invece, le stesse vene sono risultate parzialmente dislocate e *boudinate* dalla fase deformativa in oggetto.

Data la scarsità delle strutture D_{OC2B} nell'area di studio, non sono state osservate chiare relazioni di intersezione tra le stesse ed i filoni di basalto. Soltanto un piccolo dicco basaltico, spesso 2 cm e mal preservato, è stato osservato intersecare i gabbri affetti dalle deformazioni in oggetto (presso Costa Persico). Il filone è sub-parallelo alla foliazione S_{OC2B} , ma non risulta deformato. Da ciò si deduce che l'intrusione dei filoni basaltici è successiva all'evento D_{OC2B} .

Rispetto alle miloniti sin- D_{OC1B} , per quelle associate alla fase D_{OC2B} non è possibile fare una distinzione in *fabrics*: data la loro limitatissima diffusione, è disponibile una casistica poco significativa.

FASE D_{OC3B}

Discretizzare l'evoluzione metamorfica di una successione ofiolitica come quella studiata è molto complesso, soprattutto se mancano esplicite evidenze di terreno, che mostrino chiari rapporti d'interferenza tra le diverse fasi deformative. Per questo motivo, l'identificazione della fase D_{OC3B} è risultata più complessa rispetto alle precedenti.

L'analisi mesostrutturale non ha infatti messo in evidenza strutture deformative associate a ricristallizzazioni metamorfiche, chiaramente attribuibili ad un evento post- D_{OC2B} , mentre l'analisi petrografica-microstrutturale ha permesso di riconoscere associazioni mineralogiche sviluppatasi successivamente alla fase D_{OC2B} .

L'evento metamorfico in oggetto è rappresentato da ricristallizzazioni sia statiche che dinamiche di nuove fasi mineralogiche, per lo più anfiboli.

E' stata attribuita a questo evento metamorfico la cristallizzazione di anfiboli da verdi ad incolori, costituiti da tremolite ed actinolite (Fig. 3.3.2.24), che crescono sui femici primari o su quelli metamorfici (sin- D_{OC1B} - D_{OC2B}), spesso sostituendoli completamente. E' inoltre associato a questo evento metamorfico lo sviluppo di particolari strutture

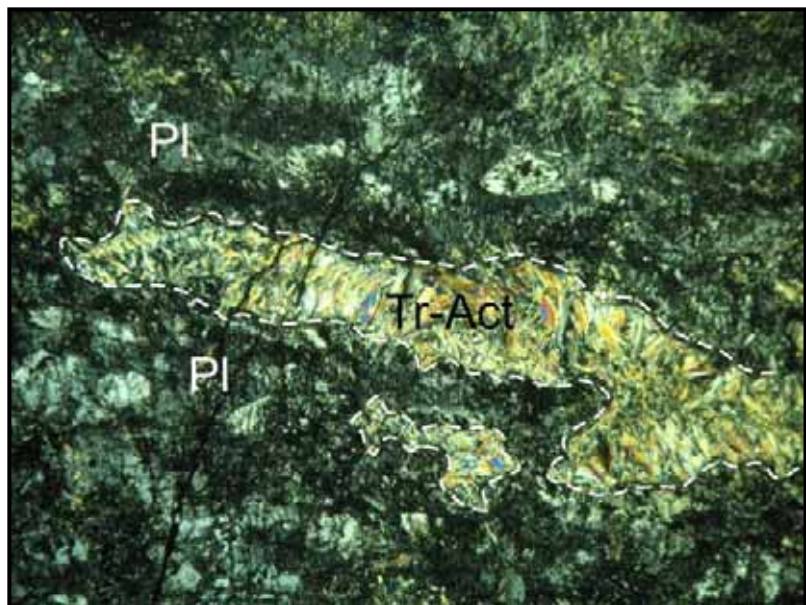


Fig. 3.3.2.24 – Aggregati fibroso-raggiati di tremolite-actinolite sviluppati staticamente su olivina (?) (microfoto, nicols +).

coronitiche, che vanno progressivamente a sostituire originali domini costituiti da olivina primaria (Tribuzio et al., 1997), trasformandoli in aggregati di clorite ed anfiboli incolori dall'habitus fibroso-raggiato, talvolta associati a serpentino. Gli anfiboli in queste strutture sono rappresentati essenzialmente da tremolite e/o tremolite-actinolite (Messiga & Tribuzio, 1991; Riccardi et al., 1994).



Fig. 3.3.2.25 – Zona di taglio (microfaglia) attribuita all'evento D_{OC3B} sviluppata all'interno di un meta-gabbro caratterizzato da una foliazione S_{OC2B} .

Come accennato precedentemente, non avendo osservato sul terreno evidenti strutture di interferenza tra la fase D_{OC3B} e la fase D_{OC2B} , non è risultato facile discriminare i due eventi. Soltanto grazie ad alcune osservazioni microstrutturali, è stato deciso di attribuire lo sviluppo delle paragenesi sopra citate ad un evento metamorfico specifico, successivo alla fase D_{OC2B} . In particolare è stato osservato, anche se raramente, lo sviluppo di ristrette zone di taglio, di spessore millimetrico/sub-millimetrico, localizzate in corrispondenza delle *shear zones* D_{OC2B} , che ne determinano una riorganizzazione microstrutturale interna. Alla fase D_{OC3B} corrispondono deformazioni per taglio e microfaglie (Fig. 3.3.2.25), con conseguente riduzione di grana degli anfiboli sin- D_{OC2B} (localmente anche dei plagioclasti) e sviluppo sin-cinematico di anfiboli, da verdi ad incolori (tremolite ed actinolite) e di clorite \pm serpentino (Fig. 3.3.2.26). La ricristallizzazione statica, soprattutto coronitica, si protrae anche successivamente ai locali eventi deformativi D_{OC3B} .

All'interno dei campioni affetti dalle ricristallizzazioni in oggetto, sono state riconosciute fratture riempite da associazioni di anfiboli da verdi ad incolori, con composizioni variabili da tremolite ad actinolite.

Non sono mai stati osservati rapporti tra i filoni basaltici e la fase D_{OC3B} .

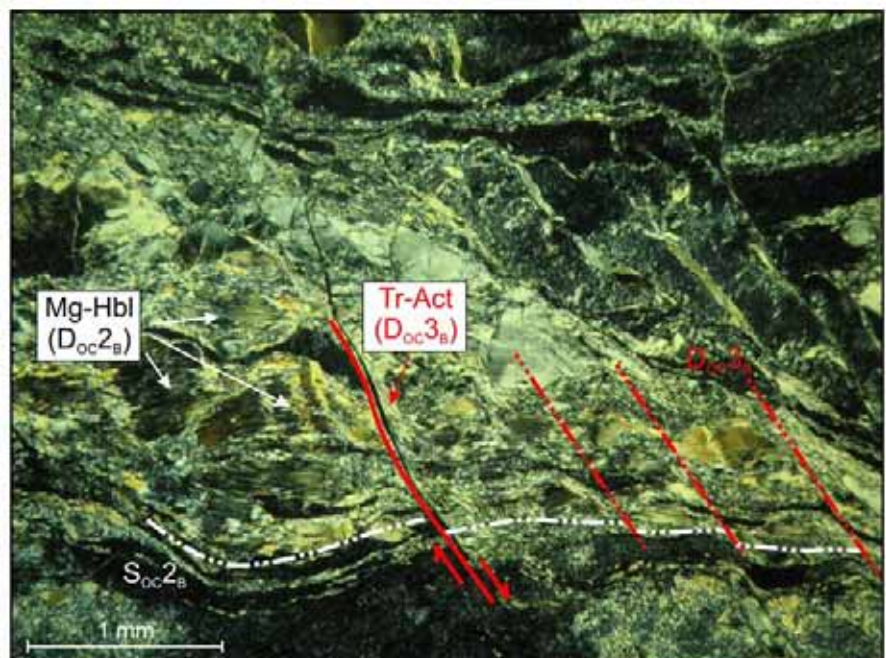


Fig. 3.3.2.26 – Relazione di interferenza tra crenulazioni sin- D_{OC3B} e la foliazione S_{OC2B} . Sviluppo sin-cinematico di tremolite-actinolite in corrispondenza della microfaglia (sin- D_{OC3B}) evidenziata in rosso (microfoto, nicols +).

3.4 ANALISI CHIMICHE

Di seguito verranno riportati i risultati delle analisi chimiche svolte sulle diverse specie mineralogiche, in funzione della fase metamorfica alla quale sono associate. I minerali analizzati sono stati essenzialmente: pirosseni, plagioclasti ed anfiboli.

Pirosseni

Le analisi effettuate sui pirosseni indicano, sia per quelli primari (Fig. 3.4.1), che per quelli di neo-formazione (Fig. 3.4.2), una composizione di tipo diopsidica. Rispetto ai clinopirosseni magmatici primari, in quelli di neo-formazione si apprezza un sensibile decremento del contenuto in Al_2O_3 (Fig. 3.4.3 e Fig. 3.4.4). I clinopirosseni neo-blastici sin- D_{OC1B} mostrano evidenti variazioni composizionali tra il nucleo ed il bordo dei singoli cristalli: l' Al_2O_3 diminuisce spostandosi verso la zona esterna del minerale, mentre il contenuto in CaO tende ad aumentare (Fig. 3.4.3). Analogamente al contenuto in Al_2O_3 , anche quello in TiO_2 diminuisce spostandosi verso i bordi dei neo-blasti (Fig. 3.4.4). Analisi effettuate su neo-blasti sin- D_{OC1B} , associati ad una stessa zona di taglio, non hanno mostrato evidenti correlazione tra la dimensione dei singoli cristalli e la composizione degli stessi (Fig. 3.4.5 e Fig. 3.4.6).

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab 3.4.1a-f. Il numero di ioni è stato ottenuto assumendo 6 ossigeni e 4 cationi per unità di formula.

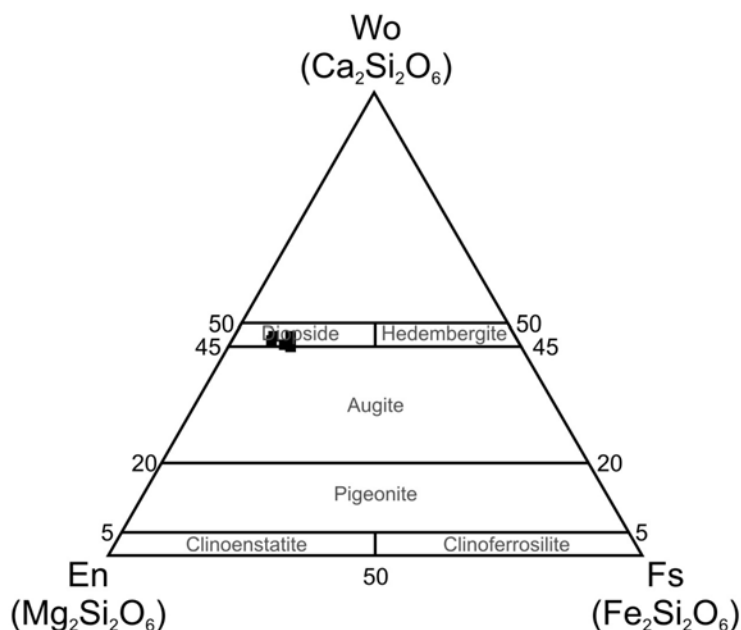


Fig. 3.4.1 – Composizione dei clinopirosseni magmatici. Classificazione secondo Morimoto et al. (1988).

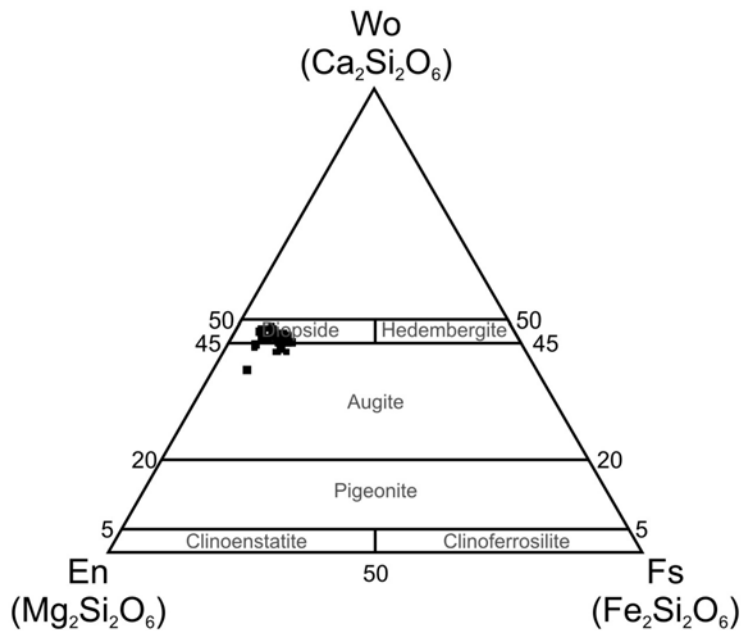


Fig. 3.4.2 – Composizione dei clinopirosseni metamorfici sin-Doc1B. Classificazione secondo Morimoto et al. (1988).

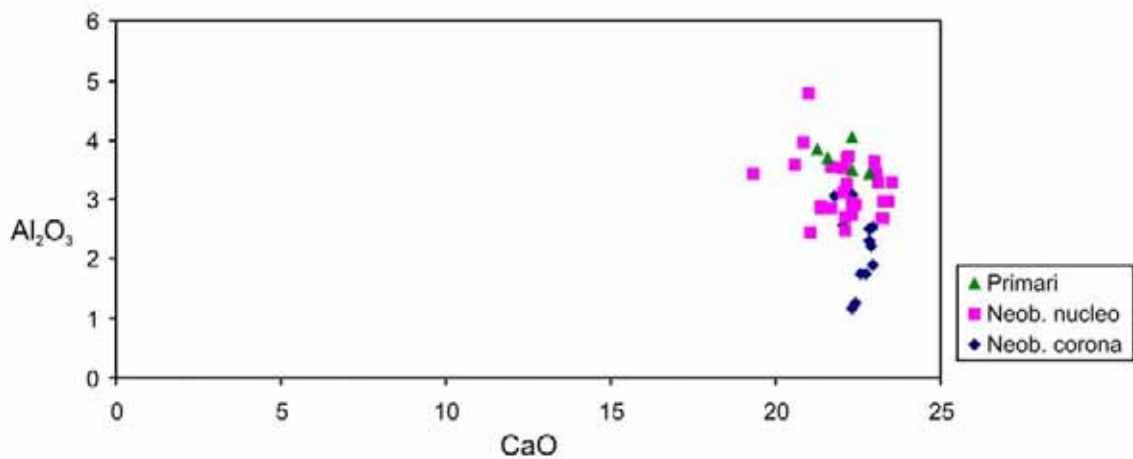


Fig. 3.4.3 – Variazioni composizionali di CaO vs Al_2O_3 per clinopirosseni magmatici (primari) e metamorfici (neoblasti) sin-Doc1B. Per questi ultimi sono riportate le variazioni composizionali nucleo-corona.

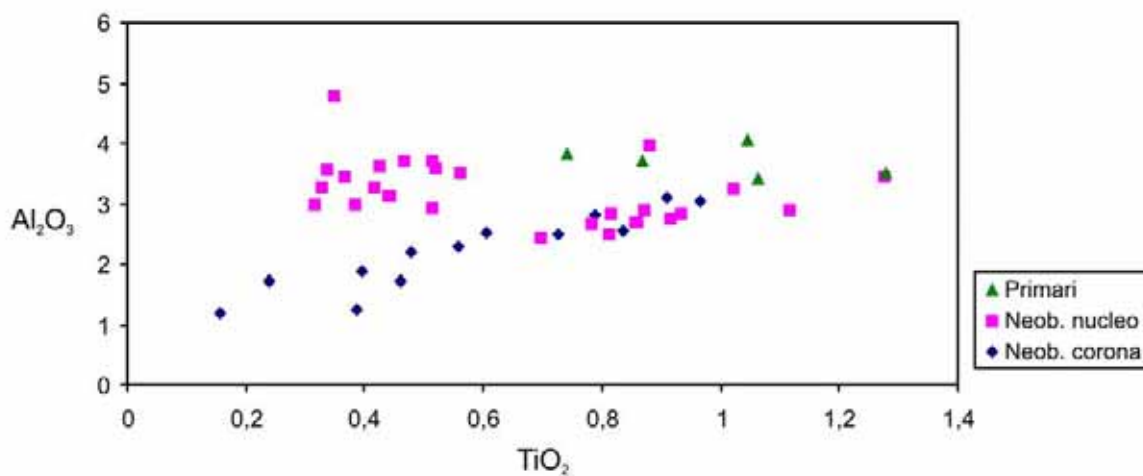


Fig. 3.4.4 – Variazioni composizionali di Al_2O_3 vs TiO_2 per clinopirosseni magmatici (primari) e metamorfici (neoblasti) sin-Doc1B. Per questi ultimi sono riportate le variazioni composizionali nucleo-corona.

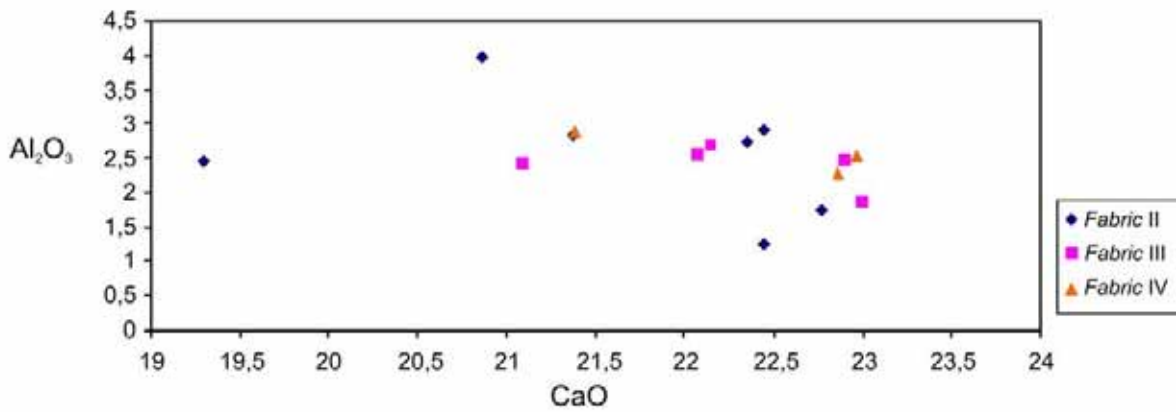


Fig. 3.4.5 – Variazioni composizionali di CaO vs Al₂O₃ per clinopirosseni metamorfici sin-D_{OC}1_B, relativi a diversi termini del *fabric* in uno stesso campione (PV8\9).

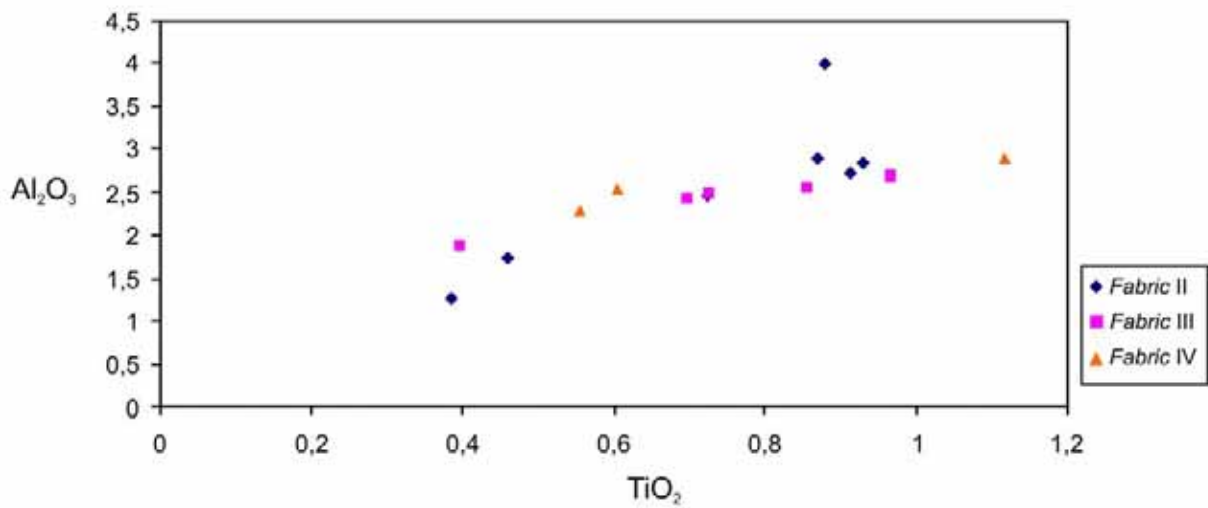


Fig. 3.4.6 – Variazioni composizionali di TiO₂ vs Al₂O₃ per clinopirosseni metamorfici sin-D_{OC}1_B, relativi a diversi termini del *fabric* in uno stesso campione (PV8\9).

Tab. 3.4.1a

Campione	SC3/8	SC3/8	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12
Punto	1AA	2A	1A	2A	2AA	2C	2CC	3F
Nuc.\Corona	corona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	corona	nucleo
MET(D _{OC1B})\PRIM.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	52,99	52,18	52,98	51,99	52,17	52,28	52,04	52,34
Al ₂ O ₃	3,10	3,44	2,48	3,53	3,59	3,26	2,80	2,85
FeO	4,32	4,26	7,16	6,18	7,11	6,10	6,50	6,67
TiO ₂	0,91	1,28	0,81	0,56	0,52	1,02	0,79	0,82
Cr ₂ O ₃	0,56	0,65	0,05	0,77	0,98	0,38	0,50	0,42
MnO	0,13	0,18	0,30	0,21	0,21	0,23	0,14	0,28
MgO	16,15	15,50	15,09	14,70	15,33	14,73	15,24	15,18
CaO	22,36	23,10	22,15	22,09	20,62	22,20	22,32	21,70
Na ₂ O	0,53	0,42	0,50	0,61	0,62	0,58	0,54	0,56
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Totale	101,06	101,01	101,51	100,63	101,17	100,77	100,87	100,80
Cationi								
Si	1,92	1,90	1,93	1,90	1,90	1,91	1,90	1,91
Al ^{IV}	0,08	0,10	0,07	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,05	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
Mg	0,87	0,84	0,82	0,80	0,83	0,80	0,83	0,83
Cr	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,04	0,06	0,13	0,11	0,07	0,10	0,11	0,10
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	0,87	0,90	0,86	0,87	0,80	0,87	0,87	0,85
Fe ²⁺	0,09	0,07	0,09	0,08	0,15	0,08	0,08	0,10
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	6,00	6,00	5,99	5,98	5,98	6,00	5,97	5,98
Q	1,87	1,87	1,90	1,86	1,85	1,86	1,90	1,88
J	0,07	0,06	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08
Wo	46,28	47,96	45,21	46,46	43,24	46,59	45,82	44,96
En	46,53	44,82	42,88	43,03	44,77	43,03	43,54	43,79
Fs	7,19	7,22	11,91	10,50	11,99	10,38	10,65	11,25
NOME	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Augite	Diopside	Diopside	Augite

Tab. 3.4.1b

Campione	BAR1	SNIC1	SNIC1	SNIC1	SNIC1	SNIC1	SNIC1	S1
Punto	4B	2A	3B	3A	6A	6AA	6D	2A
Nuc.\Corona	corona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	corona	corona	nucleo
MET(D _{OC1B})\PRIM.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	54,43	54,22	51,51	51,98	52,64	54,10	53,50	52,78
Al ₂ O ₃	1,95	1,19	3,73	3,72	2,93	1,73	2,20	3,57
FeO	3,42	4,44	4,44	4,21	5,25	4,32	4,48	3,49
TiO ₂	0,45	0,16	0,47	0,51	0,51	0,24	0,48	0,34
Cr ₂ O ₃	0,32	0,38	0,98	0,90	1,03	0,72	0,74	0,84
MnO	0,11	0,20	0,17	0,12	0,19	0,05	0,20	0,11
MgO	17,17	16,67	15,69	16,06	15,93	16,50	16,16	16,39
CaO	23,04	22,36	22,25	22,20	22,34	22,63	22,91	21,69
Na ₂ O	0,31	0,52	0,53	0,45	0,55	0,52	0,38	0,33
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Totale	101,21	100,13	99,78	100,15	101,38	100,82	101,04	99,53
Cationi								
Si	1,96	1,98	1,89	1,90	1,90	1,96	1,94	1,93
Al ^{IV}	0,04	0,02	0,11	0,10	0,10	0,04	0,06	0,07
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,92	0,91	0,86	0,87	0,86	0,89	0,87	0,88
Cr	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,02	0,05	0,05	0,03	0,07	0,05	0,06	0,00
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,89	0,87	0,87	0,87	0,87	0,88	0,89	0,85
Fe ²⁺	0,09	0,08	0,08	0,10	0,09	0,08	0,08	0,11
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	6,01	5,99	5,98	5,99	5,98	6,00	6,00	6,02
Q	1,91	1,91	1,87	1,87	1,88	1,90	1,90	1,85
J	0,04	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,05	0,05
Wo	46,35	45,45	46,64	46,31	45,80	46,16	46,70	45,85
En	48,09	47,18	45,81	46,63	45,48	46,86	45,85	48,21
Fs	5,55	7,37	7,55	7,07	8,72	6,98	7,45	5,94
NOME	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

Tab. 3.4.1c

Campione	S1	S1	S1	S1	S1	S1	SC3/8	SC3/8
Punto	2C	5A	6A	6C	3B	3C	1A	2C
Nuc.\Corona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	corona
MET(D _{OC1B})\PRIM.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	Primario	Primario
Ossidi (%)								
SiO ₂	53,18	53,20	52,93	51,31	52,91	53,64	53,36	52,66
Al ₂ O ₃	2,98	3,45	3,12	4,79	3,64	2,98	2,67	3,43
FeO	3,16	3,92	3,33	3,21	3,20	2,91	3,73	4,41
TiO ₂	0,39	0,37	0,44	0,35	0,43	0,32	0,78	1,06
Cr ₂ O ₃	0,86	1,29	1,17	0,82	0,79	0,96	0,52	0,40
MnO	0,15	0,21	0,11	0,09	0,19	0,13	0,18	0,12
MgO	16,48	19,10	17,59	17,13	16,59	16,30	15,81	15,61
CaO	23,32	19,30	22,10	21,01	23,04	23,40	23,26	22,87
Na ₂ O	0,41	0,31	0,32	0,38	0,42	0,63	0,48	0,57
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Totale	100,91	101,15	101,10	99,08	101,20	101,28	100,79	101,13
Cationi								
Si	1,92	1,90	1,90	1,88	1,90	1,93	1,94	1,91
Al ^{IV}	0,08	0,10	0,10	0,12	0,10	0,07	0,06	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,05	0,05	0,03	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Mg	0,89	0,90	0,92	0,88	0,89	0,87	0,86	0,84
Cr	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,06	0,06
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,90	0,74	0,85	0,82	0,89	0,90	0,90	0,89
Fe ²⁺	0,06	0,12	0,10	0,10	0,08	0,05	0,06	0,07
Mg	0,00	0,11	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	5,99	5,99	5,99	5,99	5,99	5,99	6,01	5,99
Q	1,89	1,88	1,89	1,85	1,87	1,86	1,87	1,86
J	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,09	0,07	0,08
Wo	47,74	39,29	44,85	44,29	47,22	48,28	48,14	47,50
En	46,96	54,13	49,70	50,28	47,35	46,81	45,55	45,15
Fs	5,30	6,58	5,44	5,43	5,43	4,91	6,31	7,35
NOME	Diopside	Augite	Augite	Augite	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

Tab. 3.4.1d

Campione	SC3/8	MOL12	MOL12	MOL12	S1	S1
Punto	1B	2E	3B	3C	2D	3A
Nuc.\Corona	corona	corona	corona	nucleo	corona	corona
MET(D _{OC} 1 _B)\PRIM.	Primario	Primario	Primario	Primario	Primario	Primario
Ossidi (%)						
SiO ₂	52,04	51,84	50,86	51,43	53,08	53,32
Al ₂ O ₃	3,50	3,71	4,07	3,84	3,29	3,29
FeO	4,44	6,13	6,38	6,82	3,88	2,93
TiO ₂	1,28	0,87	1,04	0,74	0,33	0,42
Cr ₂ O ₃	0,48	0,86	0,90	1,10	0,77	1,01
MnO	0,19	0,14	0,19	0,14	0,13	0,12
MgO	15,81	14,87	14,24	14,52	15,65	16,66
CaO	22,33	21,58	22,37	21,26	23,53	23,15
Na ₂ O	0,51	0,51	0,70	0,64	0,33	0,52
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Totale	100,60	100,51	100,76	100,49	100,99	101,45
Cationi						
Si	1,89	1,90	1,86	1,89	1,92	1,91
Al ^{IV}	0,11	0,10	0,14	0,11	0,08	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
Mg	0,86	0,81	0,78	0,80	0,85	0,89
Cr	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,05	0,08	0,13	0,10	0,06	0,02
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,04	0,04	0,05	0,05	0,02	0,04
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,87	0,85	0,88	0,84	0,91	0,89
Fe ²⁺	0,09	0,11	0,07	0,11	0,06	0,07
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	5,99	6,00	5,97	5,99	6,00	5,99
Q	1,86	1,85	1,85	1,84	1,88	1,87
J	0,07	0,07	0,10	0,09	0,05	0,07
Wo	46,56	45,74	47,26	45,32	48,56	47,51
En	45,89	43,87	41,89	43,09	44,97	47,60
Fs	7,55	10,39	10,85	11,59	6,47	4,89
NOME	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

Tab. 3.4.1e

Campione	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89
Punto	1B2	2A1	2B1	3B	3A	4A	5A	7B
Nuc.\Corona	nucleo	corona	nucleo	corona	nucleo	nucleo	nucleo	corona
MET(D _{OC1B})\PRIM.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Fabric	II	II	II	II	II	II	II	II
Ossidi (%)								
SiO ₂	52,55	54,33	53,36	54,03	51,25	52,76	52,97	52,16
Al ₂ O ₃	2,90	1,26	2,46	1,72	3,98	2,85	2,74	3,05
FeO	5,73	5,03	7,26	5,46	6,26	6,13	6,03	6,24
TiO ₂	0,87	0,39	0,72	0,46	0,88	0,93	0,91	0,97
Cr ₂ O ₃	0,12	0,04	0,11	0,12	0,08	0,09	0,07	0,21
MnO	0,13	0,20	0,20	0,23	0,25	0,17	0,24	0,18
MgO	14,91	15,74	16,54	15,79	15,60	15,33	15,59	15,39
CaO	22,45	22,45	19,30	22,77	20,87	21,38	22,36	21,80
Na ₂ O	0,59	0,32	0,44	0,41	0,42	0,51	0,55	0,44
K ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,01	0,04
Totale	100,25	99,76	100,44	100,99	99,61	100,19	101,45	100,47
Cationi								
Si	1,93	2,00	1,95	1,96	1,89	1,94	1,92	1,91
Al ^{IV}	0,07	0,00	0,05	0,04	0,11	0,06	0,08	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03
Mg	0,82	0,86	0,90	0,86	0,86	0,84	0,84	0,84
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	0,10	0,07	0,02	0,09	0,05	0,07	0,10	0,08
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,88	0,89	0,76	0,89	0,82	0,84	0,87	0,86
Fe ²⁺	0,07	0,09	0,21	0,08	0,14	0,12	0,09	0,11
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	6,00	6,03	6,01	6,00	5,99	6,01	5,98	5,99
Q	1,87	1,90	1,88	1,91	1,87	1,87	1,89	1,89
J	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06
Wo	46,98	46,34	40,07	46,28	43,78	44,86	45,67	45,20
En	43,43	45,23	47,82	44,67	45,56	44,80	44,32	44,41
Fs	9,58	8,43	12,11	9,06	10,67	10,34	10,01	10,39
NOME	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

Tab. 3.4.1f

Campione	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89
Punto	5B	5C	5D	7C	7D	7G	7H	7A
Nuc.\Corona	corona	nucleo	corona	nucleo	corona	corona	corona	nucleo
MET(D _{OC1B})\PRIM.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Fabric	III	III	III	III	III	IV	IV	IV
Ossidi (%)								
SiO ₂	53,78	53,20	53,04	52,80	52,97	53,39	53,37	52,88
Al ₂ O ₃	1,88	2,43	2,49	2,71	2,55	2,29	2,52	2,89
FeO	5,36	6,10	5,21	6,09	5,65	5,89	5,25	6,32
TiO ₂	0,40	0,70	0,73	0,86	0,84	0,56	0,60	1,12
Cr ₂ O ₃	0,10	0,17	0,12	0,04	0,12	0,07	0,09	0,09
MnO	0,24	0,21	0,12	0,19	0,14	0,16	0,10	0,18
MgO	15,76	16,33	15,28	16,04	15,83	15,82	15,68	15,81
CaO	22,99	21,09	22,90	22,15	22,07	22,86	22,97	21,39
Na ₂ O	0,39	0,45	0,44	0,50	0,47	0,45	0,36	0,52
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01
Totale	100,92	100,67	100,35	101,38	100,66	101,48	100,94	101,20
Cationi								
Si	1,96	1,94	1,94	1,91	1,93	1,93	1,94	1,92
Al ^{IV}	0,04	0,06	0,06	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	0,86	0,89	0,83	0,87	0,86	0,85	0,85	0,86
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,09	0,05	0,09	0,08	0,07	0,10	0,08	0,07
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,90	0,82	0,90	0,86	0,86	0,89	0,89	0,83
Fe ²⁺	0,07	0,14	0,07	0,10	0,10	0,08	0,08	0,13
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	5,99	6,00	6,00	5,97	5,99	5,98	6,00	6,00
Q	1,91	1,90	1,89	1,91	1,90	1,92	1,90	1,88
J	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07
Wo	46,62	43,26	47,37	44,84	45,38	46,08	46,90	44,12
En	44,50	46,63	44,00	45,21	45,31	44,39	44,56	45,39
Fs	8,88	10,11	8,63	9,95	9,30	9,53	8,54	10,49
NOME	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

Plagioclasì

E' possibile osservare un progressivo decremento del contenuto in CaO dai plagioclasì primari verso quelli ricristallizzati. Si può inoltre dedurre una variazione composizionale in relazione alle diverse fasi metamorfico\deformative: la fase D_{OC1_B} è caratterizzata da plagioclasì con un contenuto in anortite compreso tra An_{68} e An_{42} (Fig. 3.4.6), mentre la fase D_{OC2_B} è caratterizzata invece da tenori in anortite che possono arrivare ad An_{30} (Fig. 3.4.6). Analisi effettuate su neo-blasti ($sin-D_{OC1_B}$), associati ad una stessa zona di taglio, con un evidente gradiente di deformazione, hanno mostrato una correlazione diretta tra la dimensione dei plagioclasì ed il loro contenuto in calcio, che tende a diminuire spostandosi verso domini soggetti ad una maggiore riduzione granulometrica (Fig. 3.4.7).

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab 3.4.2a-g. I ricalcoli sono stati effettuati assumendo 8 ossigeni per unità di formula.

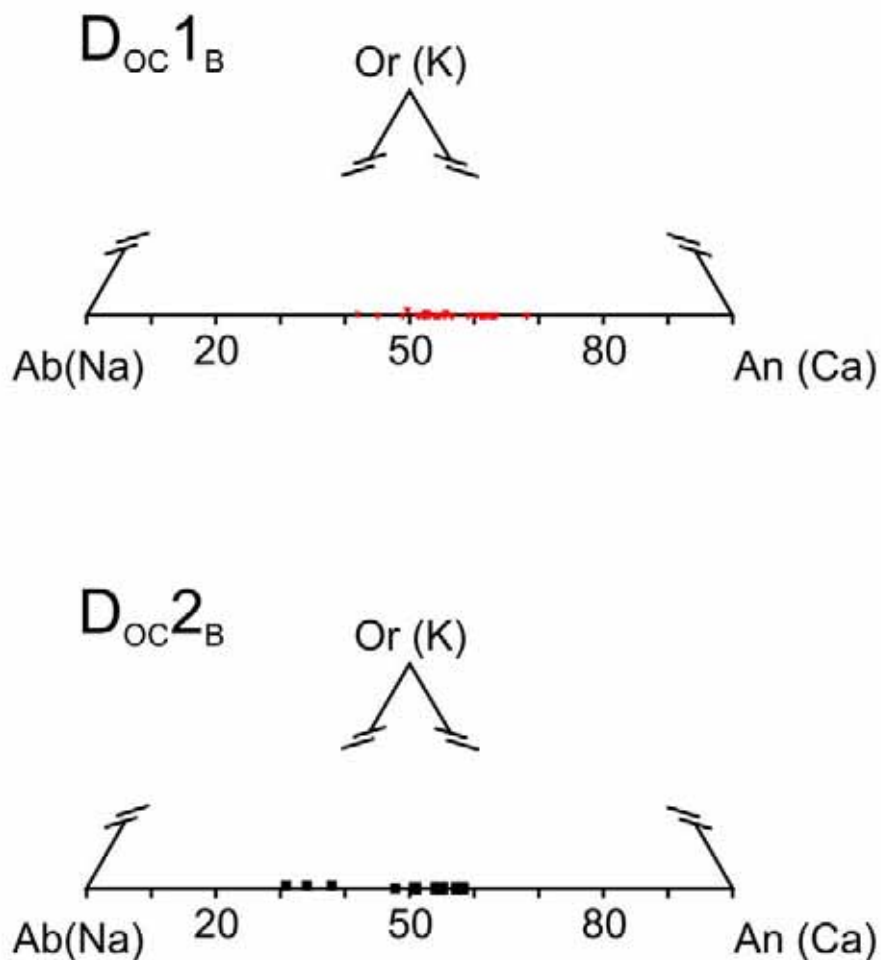


Fig. 3.4.7 – Composizione dei plagioclasì in relazione alla fase metamorfico\deformativa.

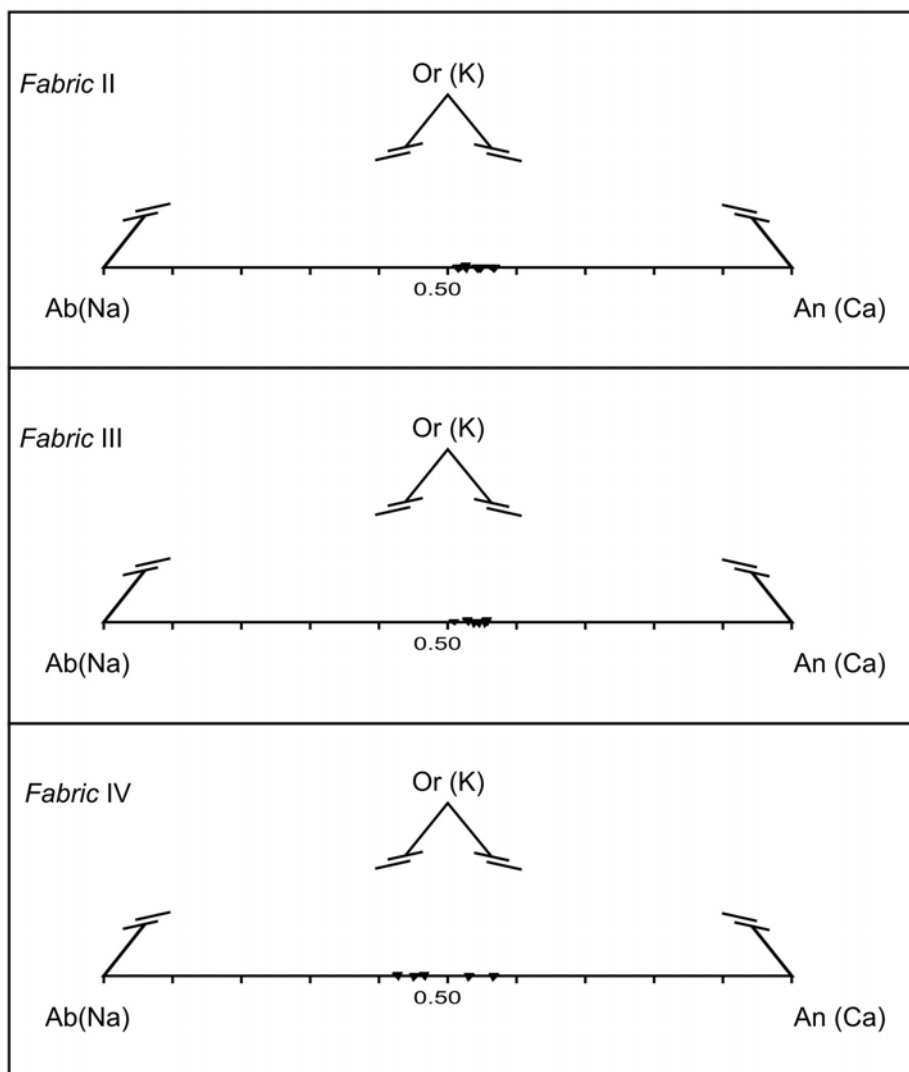


Fig. 3.4.8 – Variazione composizionale dei plagioclasti sin-D_{OC1B} relativi a diversi termini del *fabric* in uno stesso campione (PV8\9).

Tab. 3.4.2a

Campione	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8
Punto	1D	1E	1EE	3A	3B	3BB	3D	4A
FASE MET.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	53,84	52,81	53,53	53,86	53,99	51,49	53,17	53,89
Al ₂ O ₃	30,24	30,48	30,48	30,59	30,26	31,58	30,43	30,54
FeO	0,08	0,23	0,23	0,23	0,09	0,23	0,17	0,29
TiO ₂	0,00	0,06	0,08	0,11	0,01	0,08	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,03
MnO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
CaO	12,72	13,23	12,87	12,84	12,84	14,10	13,19	12,66
Na ₂ O	4,63	4,20	4,48	4,36	4,50	3,62	4,37	4,44
K ₂ O	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,05	0,02	0,03
Totale	101,53	101,11	101,72	102,09	101,72	101,16	101,35	101,95
Cationi								
Si	2,40	2,37	2,39	2,39	2,40	2,32	2,38	2,40
Al	1,59	1,61	1,60	1,60	1,59	1,68	1,61	1,60
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
T	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	3,99	4,01
Ca	0,61	0,64	0,62	0,61	0,61	0,68	0,63	0,60
Na	0,40	0,37	0,39	0,38	0,39	0,32	0,38	0,38
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,01	0,99
T+Y	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	4,99
An	60,28	63,41	61,22	61,92	61,17	68,08	62,44	61,06
Ab	39,72	36,41	38,58	38,04	38,83	31,66	37,47	38,80
Or	0,00	0,18	0,19	0,04	0,00	0,26	0,09	0,14

Tab. 3.4.2b

Campione	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	SC3/8	MOL12	MOL12	MOL12
Punto	4B	4BB	4C	4CC	4CCC	3A	4A	4B
FASE MET.	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc1B}	D _{oc2B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	53,11	53,45	53,49	53,70	53,95	55,67	53,84	64,09
Al ₂ O ₃	30,67	30,44	30,83	30,33	30,54	28,83	29,75	23,44
FeO	0,19	0,12	0,17	0,25	0,27	0,07	0,22	0,00
TiO ₂	0,08	0,14	0,11	0,07	0,07	0,04	0,10	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,06
MnO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00
MgO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01
CaO	13,15	12,90	12,99	13,00	12,98	10,93	12,40	4,66
Na ₂ O	4,25	4,18	4,47	4,28	4,38	5,52	4,72	8,86
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,05	0,06	0,01	0,04	0,00
Totale	101,50	101,36	102,12	101,72	102,35	101,18	101,08	101,12
Cationi								
Si	2,38	2,39	2,38	2,39	2,39	2,48	2,41	2,80
Al	1,62	1,61	1,62	1,59	1,60	1,51	1,57	1,21
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00
Ca	0,63	0,62	0,62	0,62	0,62	0,52	0,60	0,22
Na	0,37	0,36	0,39	0,37	0,38	0,48	0,41	0,75
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	1,00	0,98	1,00	0,99	1,00	1,00	1,01	0,97
T+Y	5,00	4,99	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	4,97
An	63,05	62,92	61,62	62,52	61,87	52,21	59,06	22,52
Ab	36,91	36,89	38,38	37,20	37,82	47,71	40,69	77,47
Or	0,04	0,19	0,00	0,28	0,31	0,08	0,25	0,01

Tab. 3.4.2c

Campione	MOL12	MOL12	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB
Punto	6C	6D	7A	7B	6A	6B	6C	10A
FASE MET.	D _{OC} 1 _B	D _{OC} 1 _B	D _{OC} 2 _B	D _{OC} 2 _B	Primario	D _{OC} 2 _B	Primario	D _{OC} 2 _B
Ossidi (%)								
SiO ₂	56,51	56,96	53,89	54,07	53,32	53,28	51,82	54,08
Al ₂ O ₃	28,49	27,75	29,99	29,67	30,62	29,90	30,85	30,04
FeO	0,00	0,14	0,19	0,15	0,08	0,07	0,13	0,29
TiO ₂	0,00	0,05	0,14	0,18	0,06	0,04	0,00	0,07
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,04	0,05	0,02	0,02	0,05	0,02
CaO	10,36	10,20	12,29	12,28	12,79	11,83	13,94	12,06
Na ₂ O	5,80	5,89	4,90	4,83	4,24	4,49	3,64	4,91
K ₂ O	0,20	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Totale	101,40	101,04	101,47	101,24	101,14	99,65	100,44	101,48
Cationi								
Si	2,51	2,53	2,41	2,42	2,39	2,41	2,34	2,41
Al	1,49	1,46	1,58	1,57	1,62	1,60	1,65	1,58
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
T	4,00	4,00	4,00	3,99	4,01	4,01	3,99	4,00
Ca	0,49	0,49	0,59	0,59	0,61	0,57	0,68	0,58
Na	0,50	0,51	0,42	0,42	0,37	0,39	0,32	0,42
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	1,00	1,00	1,01	1,01	0,98	0,97	1,00	1,00
T+Y	5,00	4,99	5,01	5,00	4,99	4,98	4,99	5,01
An	49,10	48,86	58,08	58,40	62,51	59,28	67,86	57,56
Ab	49,75	51,00	41,92	41,52	37,46	40,72	32,10	42,42
Or	1,15	0,14	0,00	0,08	0,03	0,00	0,04	0,02

Tab. 3.4.2d

Campione	CAN6A	CAN6A	CAN6A	CAN6A
Punto	4A	4B	4C	4D
FASE MET.	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}
Ossidi (%)				
SiO ₂	55,65	55,40	55,71	55,79
Al ₂ O ₃	29,21	29,15	29,42	29,03
FeO	0,04	0,03	0,05	0,09
TiO ₂	0,03	0,04	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,04	0,02	0,00	0,05
MgO	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	11,53	11,28	11,47	11,47
Na ₂ O	5,19	5,18	5,16	5,32
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00
Totale	101,72	101,14	101,86	101,77
Cationi				
Si	2,47	2,47	2,47	2,47
Al	1,53	1,53	1,53	1,52
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00
T	4,00	4,00	4,00	3,99
Ca	0,55	0,54	0,54	0,54
Na	0,45	0,45	0,44	0,46
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,99	0,99	0,99	1,00
T+Y	4,99	4,99	4,99	5,00
An	55,09	54,53	55,13	54,35
Ab	44,84	45,35	44,85	45,64
Or	0,07	0,12	0,01	0,01

Tab. 3.4.2e

Campione	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9
Punto	2C	2D	3D	3E	4C	4D	4E
FASE MET.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
FABRIC	II	II	II	II	II	II	II
Ossidi (%)							
SiO ₂	55,79	55,34	55,53	55,74	56,81	55,63	55,35
Al ₂ O ₃	29,13	28,87	29,18	28,54	28,65	29,31	29,10
FeO	0,07	0,18	0,14	0,10	0,22	0,17	0,12
TiO ₂	0,04	0,06	0,03	0,06	0,03	0,10	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,01	0,01	0,00	0,01
MnO	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01
CaO	11,06	11,19	11,50	11,01	10,61	11,33	11,51
Na ₂ O	5,24	5,27	5,31	5,42	5,65	4,96	5,09
K ₂ O	0,06	0,06	0,01	0,08	0,06	0,08	0,04
Totale	101,41	100,98	101,83	100,98	102,10	101,60	101,33
Cationi							
Si	2,48	2,47	2,46	2,49	2,51	2,47	2,47
Al	1,52	1,52	1,53	1,50	1,49	1,53	1,53
Fe	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
T	4,01	4,00	4,00	3,99	4,00	4,01	4,00
Ca	0,53	0,54	0,55	0,53	0,50	0,54	0,55
Na	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,43	0,44
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,98	1,00	1,00	1,00	0,99	0,97	0,99
T+Y	4,99	4,99	5,00	5,00	4,99	4,98	4,99
An	53,63	53,84	54,43	52,67	50,75	55,53	55,43
Ab	46,03	45,84	45,50	46,89	48,88	43,98	44,36
Or	0,34	0,32	0,07	0,44	0,37	0,49	0,21

Tab. 3.4.2f

Campione	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9
Punto	5E	5F	5G	5H	6B	6C	6D
FASE MET.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
FABRIC	III	III	III	III	III	III	III
Ossidi (%)							
SiO ₂	55,67	54,91	55,28	55,04	55,59	56,24	55,81
Al ₂ O ₃	28,77	29,22	29,25	29,21	29,20	28,41	28,83
FeO	0,13	0,19	0,13	0,13	0,30	0,22	0,15
TiO ₂	0,04	0,04	0,04	0,05	0,00	0,06	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,01	0,08
CaO	11,07	11,65	11,24	12,02	11,14	10,70	10,89
Na ₂ O	5,18	4,99	5,15	5,07	5,56	5,51	5,43
K ₂ O	0,02	0,06	0,05	0,04	0,12	0,07	0,04
Totale	100,89	101,11	101,18	101,58	102,01	101,21	101,25
Cationi							
Si	2,48	2,45	2,46	2,45	2,46	2,50	2,48
Al	1,51	1,54	1,54	1,53	1,53	1,49	1,51
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
T	4,00	4,00	4,01	3,99	4,00	4,00	4,00
Ca	0,53	0,56	0,54	0,57	0,53	0,51	0,52
Na	0,45	0,43	0,45	0,44	0,48	0,48	0,47
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Y	0,98	0,99	0,98	1,01	1,01	0,99	0,99
T+Y	4,98	4,99	4,99	5,00	5,01	4,99	4,99
An	54,06	56,13	54,49	56,59	52,17	51,56	52,45
Ab	45,79	43,54	45,19	43,21	47,14	48,06	47,30
Or	0,14	0,33	0,31	0,21	0,69	0,38	0,25

Tab. 3.4.2g

Campione	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9	PV8\9
Punto	7E	7F	7I	7L	9A	9B	7M
FASE MET.	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
FABRIC	III	III	IV	IV	IV	IV	IV
Ossidi (%)							
SiO ₂	55,70	55,86	56,96	58,87	54,68	61,64	55,76
Al ₂ O ₃	29,35	28,47	27,75	23,35	29,55	25,29	29,35
FeO	0,12	0,08	0,14	0,73	0,31	0,31	0,28
TiO ₂	0,06	0,04	0,05	0,07	0,00	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,04	0,00	2,15	0,03	0,04	0,03
CaO	11,20	10,84	10,20	9,96	11,87	6,55	11,12
Na ₂ O	5,11	5,65	5,89	6,68	5,01	8,20	5,41
K ₂ O	0,04	0,00	0,02	0,05	0,03	0,05	0,05
Totale	101,64	100,97	101,04	101,90	101,51	102,08	102,03
Cationi							
Si	2,47	2,49	2,53	2,66	2,44	2,69	2,47
Al	1,53	1,50	1,46	1,24	1,55	1,30	1,53
Fe	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
T	4,01	3,99	4,00	3,93	4,00	4,00	4,01
Ca	0,53	0,52	0,49	0,48	0,57	0,31	0,53
Na	0,44	0,49	0,51	0,59	0,43	0,69	0,46
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,97	1,01	1,00	1,07	1,00	1,00	0,99
T+Y	4,98	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00
An	54,66	51,47	48,86	45,06	56,62	30,52	53,04
Ab	45,11	48,52	51,00	54,69	43,21	69,20	46,65
Or	0,23	0,01	0,14	0,25	0,17	0,28	0,31

Anfiboli

Sono presenti vari tipi di anfiboli (Fig. 3.4.9 e Fig. 3.4.10), correlati alle diverse fasi metamorfico\deformative. I primi anfiboli metamorfici che cristallizzano sono attribuiti alla fase D_{OC1B} e risultano Ti-pargasiti, Ti-Mg-orneblende e tschermakiti, caratterizzati da un alto contenuto in Ti (0,34-0,54 apfu), Al^{IV} (1,70-1,83 apfu), Na_A (0,9-0,6 apfu) e bassi contenuti in Na_{M4} (0,22-0,13 apfu) e Al^{VI} (0,23-0,25 apfu). Gli anfiboli associati alla fase D_{OC2B} sono prevalentemente rappresentati da Mg-orneblende, da brune ad incolori, con contenuto in Ti notevolmente più basso rispetto a quelli associati alla prima fase (0,1-0,04 apfu) e da edenite. Gli anfiboli associati alla fase D_{OC3B} risultano Mg-orneblende incolori ($Ti < 0,1$ apuf), tremoliti e tremoliti-actinoliti.

Nel diagramma di Fig. 3.4.11, il contenuto di TiO_2 vs Al_2O_3 degli anfiboli è messo a confronto per le tre fasi metamorfico\deformative; si nota che il contenuto di TiO_2 e di Al_2O_3 diminuisce progressivamente, passando dalla prima fase alla seconda e da questa alla terza.

Analogamente, nel diagramma Na_2O vs Al_2O_3 (Fig. 3.4.12), i contenuti in Na_2O ed Al_2O_3 diminuiscono dagli anfiboli della prima fase verso quelli dell'ultima fase.

La formula degli anfiboli è stata ricalcolata assumendo un numero totale di cationi (ad eccezione di Ca, Na, K) pari a 13 per unità di formula anidra. I nomi sono stati attribuiti utilizzando la classificazione di Leake et al. (1997).

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab 3.4.3a-d (per i nomi sono state usate le sigle secondo Kretz, 1983).

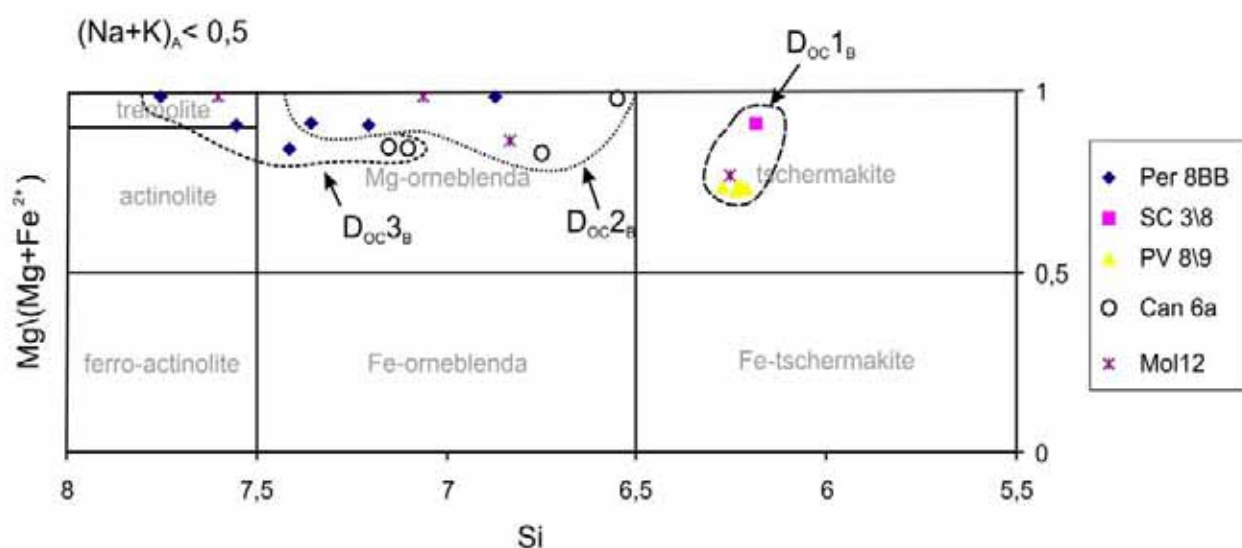


Fig. 3.4.9 – Composizione degli anfiboli calcici secondo Leake et al., 1997.

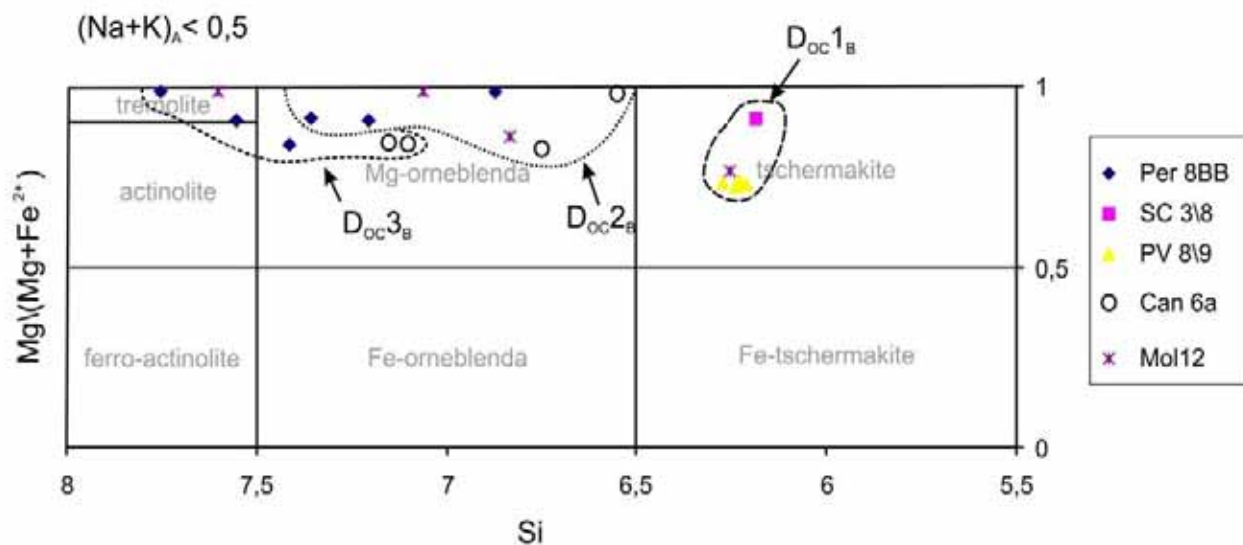
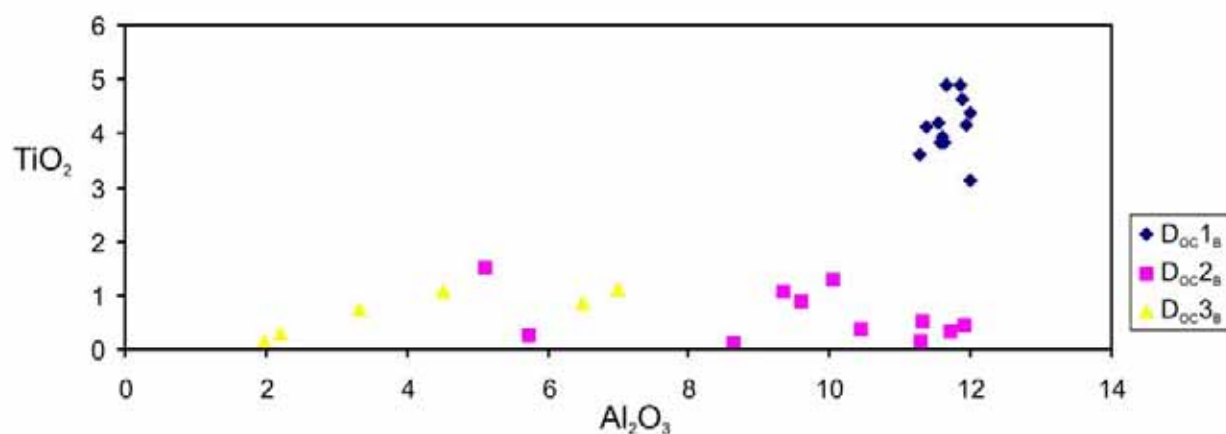
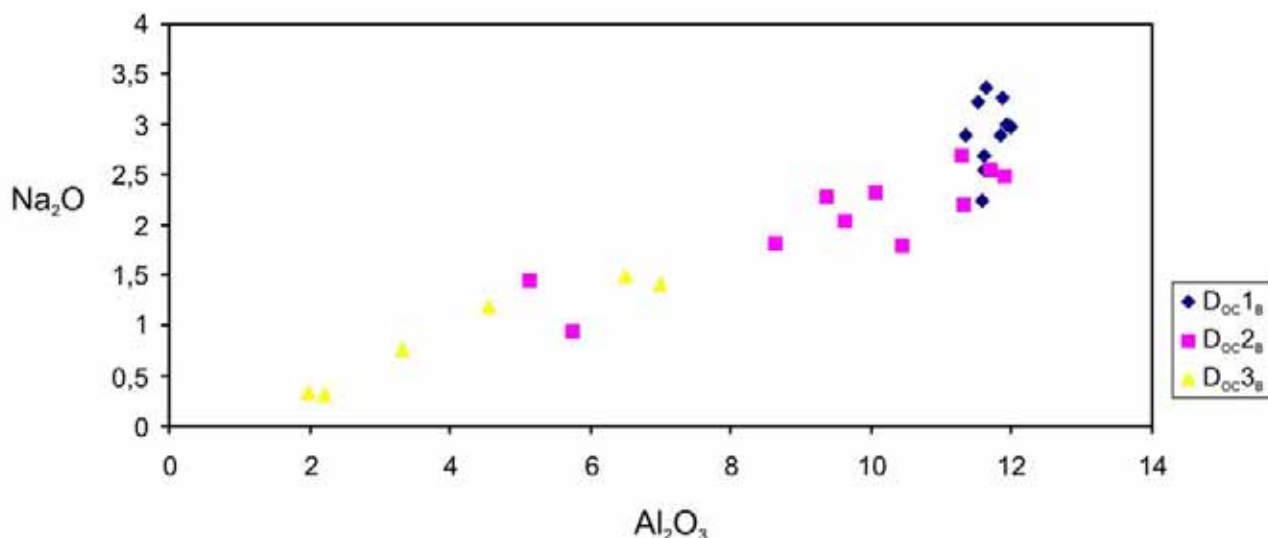


Fig. 3.4.10 – Composizione degli anfiboli calcici secondo Leake et al., 1997.


 Fig. 3.4.11 – Variazioni composizionali di TiO_2 vs Al_2O_3 per anfiboli, in relazione alla fase metamorfica di appartenenza.

 Fig. 3.4.12 – Variazioni composizionali di Na_2O vs Al_2O_3 per anfiboli, in relazione alla fase metamorfica di appartenenza.

Tab. 3.4.3a

Campione	CAN 6A	CAN6A	CAN6A	CAN6A	CAN6A	CAN6A	CAN6A
Punto	1A	1B	1C	2A	2B	2B	3B
FASE MET.	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC3B}
Ossidi (%)							
SiO ₂	47,05	46,81	48,24	46,04	47,51	47,20	51,36
Al ₂ O ₃	9,35	10,06	9,60	11,91	10,44	11,32	6,50
FeO	8,04	8,40	7,55	8,41	7,30	7,71	6,65
TiO ₂	1,06	1,30	0,89	0,45	0,38	0,52	0,86
Cr ₂ O ₃	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30
MnO	0,07	0,08	0,09	0,12	0,10	0,16	0,00
MgO	17,18	16,73	17,20	16,36	18,26	16,38	18,42
CaO	12,36	12,35	12,71	12,58	11,61	12,75	12,57
Na ₂ O	2,29	2,32	2,03	2,49	1,79	2,20	1,47
K ₂ O	0,06	0,07	0,08	0,12	0,06	0,12	0,05
Totale	97,55	98,16	98,39	98,48	97,46	98,36	98,19
Cationi							
Si	6,70	6,63	6,80	6,51	6,61	6,67	7,19
Al ^{IV}	1,30	1,37	1,20	1,49	1,39	1,33	0,81
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,26	0,31	0,39	0,49	0,32	0,56	0,26
Ti	0,11	0,14	0,09	0,05	0,04	0,05	0,09
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe ³⁺	0,39	0,37	0,21	0,39	0,85	0,17	0,17
Fe ²⁺	0,57	0,63	0,68	0,61	0,00	0,74	0,61
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Mg	3,65	3,54	3,61	3,45	3,78	3,45	3,84
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,88	1,88	1,92	1,91	1,73	1,93	1,88
Na	0,12	0,12	0,08	0,09	0,27	0,07	0,12
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,51	0,51	0,47	0,59	0,21	0,53	0,28
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
A	0,52	0,52	0,49	0,61	0,22	0,56	0,29
Totale	15,52	15,52	15,49	15,61	15,22	15,56	15,29
NOME	Ed	Ed	Mg-Hbl	Ed	Mg-Hbl	Ed	Mg-Hbl

Tab. 3.4.3b

Campione	CAN6A	PV89	PV89	PV89	PV89	PV89	SC3/8	SC3/8
Punto	3D	1B	2E	3C	4B	4BB	2B	2BB
FASE MET.	D _{OC3B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	51,40	42,96	42,72	43,12	42,96	43,22	42,90	43,20
Al ₂ O ₃	7,00	11,54	11,65	11,93	11,87	11,85	11,99	11,62
FeO	6,75	9,72	8,84	9,02	9,37	9,43	6,33	6,75
TiO ₂	1,10	4,20	4,90	4,16	4,65	4,91	4,38	3,85
Cr ₂ O ₃	0,24	0,26	0,27	0,11	0,12	0,23	1,21	1,29
MnO	0,10	0,07	0,12	0,15	0,18	0,19	0,04	0,10
MgO	18,27	14,28	13,88	14,02	14,16	13,99	16,01	16,25
CaO	12,71	11,99	11,61	11,87	11,88	11,74	12,08	11,45
Na ₂ O	1,40	3,21	3,37	3,00	3,27	2,89	2,98	2,55
K ₂ O	0,07	0,03	0,11	0,23	0,19	0,16	0,05	0,05
Totale	99,03	99,48	97,46	97,61	98,65	98,63	97,97	97,09
Cationi								
Si	7,14	6,24	6,23	6,27	6,21	6,23	6,16	6,19
Al ^{IV}	0,86	1,76	1,77	1,73	1,79	1,77	1,84	1,81
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,28	0,21	0,23	0,32	0,23	0,25	0,19	0,15
Ti	0,12	0,46	0,54	0,45	0,50	0,53	0,47	0,41
Cr	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,14	0,15
Fe ³⁺	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46
Fe ²⁺	0,63	1,18	1,08	1,10	1,13	1,14	0,76	0,35
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01
Mg	3,78	3,09	3,02	3,04	3,05	3,01	3,43	3,47
C	5,00	4,98	4,91	4,94	4,95	4,98	5,00	5,00
Ca	1,89	1,87	1,81	1,85	1,84	1,81	1,86	1,76
Na	0,11	0,13	0,19	0,15	0,16	0,19	0,14	0,24
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,27	0,77	0,77	0,70	0,75	0,62	0,69	0,46
K	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01
A	0,28	0,78	0,79	0,74	0,79	0,65	0,70	0,47
Totale	15,28	15,76	15,70	15,69	15,74	15,63	15,70	15,47
NOME	Mg-Hbl	Ti-Prg	Ti-Prg	Ti-Prg	Ti-Prg	Ti-Prg	Ti-Prg	Ts

Tab. 3.4.3c

Campione	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB	PER8BB
Punto	8A2	5A1	5B	4B	4C	1A	1B	1C
FASE MET.	D _{OC3B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC3B}	D _{OC2B}	D _{OC2B}	D _{OC3B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	57,61	46,78	53,71	52,35	53,48	49,60	47,45	55,13
Al ₂ O ₃	1,97	11,71	5,73	5,10	4,52	8,63	11,30	3,34
FeO	2,10	5,22	4,59	5,36	3,88	4,98	5,52	4,00
TiO ₂	0,03	0,34	0,25	1,50	1,05	0,11	0,16	0,72
Cr ₂ O ₃	0,04	0,08	0,01	0,55	0,60	0,00	0,00	0,39
MnO	0,00	0,10	0,09	0,10	0,12	0,07	0,13	0,01
MgO	23,01	18,21	19,36	19,65	20,43	19,55	18,23	20,79
CaO	12,21	11,95	13,00	11,96	12,40	11,58	11,99	12,47
Na ₂ O	0,33	2,55	0,94	1,44	1,18	1,80	2,68	0,75
K ₂ O	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,05	0,08	0,02
Totale	97,34	96,97	97,70	98,01	97,69	96,37	97,54	97,62
Cationi								
Si	7,80	6,57	7,46	7,26	7,41	6,92	6,65	7,60
Al ^{IV}	0,20	1,43	0,54	0,74	0,59	1,08	1,35	0,40
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,11	0,51	0,40	0,09	0,14	0,34	0,51	0,15
Ti	0,00	0,04	0,03	0,16	0,11	0,01	0,02	0,08
Cr	0,00	0,01	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,04
Fe ³⁺	0,24	0,53	0,00	0,34	0,17	0,58	0,47	0,17
Fe ²⁺	0,00	0,08	0,53	0,28	0,28	0,00	0,18	0,29
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Mg	4,64	3,82	4,01	4,06	4,22	4,06	3,81	4,27
C	5,00	5,00	4,98	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,77	1,80	1,93	1,78	1,84	1,73	1,80	1,84
Na	0,09	0,20	0,07	0,22	0,16	0,27	0,20	0,16
B	1,86	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,00	0,49	0,19	0,16	0,16	0,22	0,53	0,04
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
A	0,01	0,50	0,19	0,16	0,16	0,23	0,54	0,05
Totale	14,86	15,50	15,17	15,16	15,16	15,23	15,54	15,05
NOME	Tr	Ed	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Ed	Tr-Act

Tab. 3.4.3d

Campione	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12	MOL12	SNIC1	SNIC1
Punto	2B	2D	3D	3E	6A	6B	2B	6B
FASE MET.	D _{OC1B}	D _{OC2B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}	D _{OC2B}	D _{OC3B}	D _{OC1B}	D _{OC1B}
Ossidi (%)								
SiO ₂	43,73	48,93	43,38	42,73	51,52	55,27	42,97	42,89
Al ₂ O ₃	11,58	9,45	11,36	11,61	5,56	2,20	11,53	12,06
FeO	9,37	10,02	9,65	9,84	9,71	7,45	7,99	7,37
TiO ₂	3,83	0,20	4,13	3,94	0,19	0,17	3,61	3,14
Cr ₂ O ₃	0,70	0,09	0,70	0,68	0,10	0,03	1,22	1,52
MnO	0,12	0,13	0,13	0,14	0,17	0,10	0,15	0,13
MgO	14,40	16,08	14,25	13,95	18,81	20,28	15,43	15,53
CaO	11,93	11,82	11,49	11,71	10,63	11,59	11,72	11,99
Na ₂ O	2,23	1,75	2,89	2,68	0,88	0,32	2,57	2,59
K ₂ O	0,14	0,02	0,14	0,09	0,02	0,03	0,06	0,08
Totale	98,01	98,49	98,13	97,37	97,60	97,42	97,26	97,30
Cationi								
Si	6,30	6,86	6,28	6,24	7,08	7,60	6,20	6,19
Al ^{IV}	1,70	1,14	1,72	1,76	0,90	0,36	1,80	1,81
T	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	7,95	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,27	0,42	0,21	0,23	0,00	0,00	0,16	0,24
Ti	0,41	0,02	0,45	0,43	0,02	0,02	0,39	0,34
Cr	0,08	0,01	0,08	0,08	0,01	0,00	0,14	0,17
Fe ³⁺	0,19	0,64	0,13	0,15	1,12	0,86	0,35	0,27
Fe ²⁺	0,94	0,53	1,03	1,05	0,00	0,00	0,61	0,62
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	3,09	3,36	3,07	3,04	3,85	4,16	3,32	3,34
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,02	5,05	5,00	5,00
Ca	1,84	1,77	1,78	1,83	1,56	1,71	1,81	1,85
Na	0,16	0,23	0,22	0,17	0,24	0,08	0,19	0,15
B	2,00	2,00	2,00	2,00	1,80	1,79	2,00	2,00
Na	0,46	0,25	0,59	0,59	0,00	0,00	0,53	0,58
K	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
A	0,49	0,25	0,62	0,61	0,00	0,00	0,54	0,59
Totale	15,49	15,25	15,62	15,61	14,80	14,80	15,54	15,59
NOME	Ts	Mg-Hbl	Ti-Prg	Ti-Prg	Mg-Hbl	Tr	Ti-Prg	Ti-Prg

3.5 DISTRIBUZIONE DELLE DEFORMAZIONI PRE-OROGENICHE

In questo paragrafo verrà descritta la distribuzione e l'orientazione delle diverse strutture metamorfiche pre-orogeniche, legate all'evoluzione in contesto oceanico del basamento ofiolitico dell'Unità Bracco-Val Graveglia.

Uno dei principali problemi legati allo studio strutturale del complesso gabbro-peridotitico è rappresentato dall'assenza di livelli guida, che possano rappresentare punti di riferimento per interpretazioni univoche delle geometrie interne e delle strutture legate agli eventi deformativi analizzati. Soltanto il *layering* magmatico può localmente rappresentare un livello di riferimento, che tuttavia ha estensioni limitate e risulta spesso discontinuo. Neanche attraverso la distribuzione dei corpi dunitici, intercalati all'interno del gabbro, è possibile fare delle correlazioni strutturali a grande scala tra i diversi settori del basamento ofiolitico.

Per i motivi sopra esposti, è stato deciso di ripartire la descrizione dell'orientazione e della distribuzione areale delle strutture pre-orogeniche in paragrafi separati, ciascuno relativo ad aree nelle quali le rocce affioranti conservano l'originaria continuità strutturale pre-orogenica.

Nell'areale di affioramento del basamento gabbroico, per lo studio strutturale di dettaglio, sono state selezionate, in virtù della buona esposizione, cinque zone (Fig. 3.5.1). Per ciascuna zona sono di seguito riportate, oltre a brevi descrizioni, anche delle carte strutturali schematiche e le proiezioni stereografiche (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) relative all'orientazione delle strutture presenti nell'area. Il quadro riassuntivo inerente l'assetto strutturale del basamento ofiolitico è riportato in allegato alla tesi (Carta Geologica).

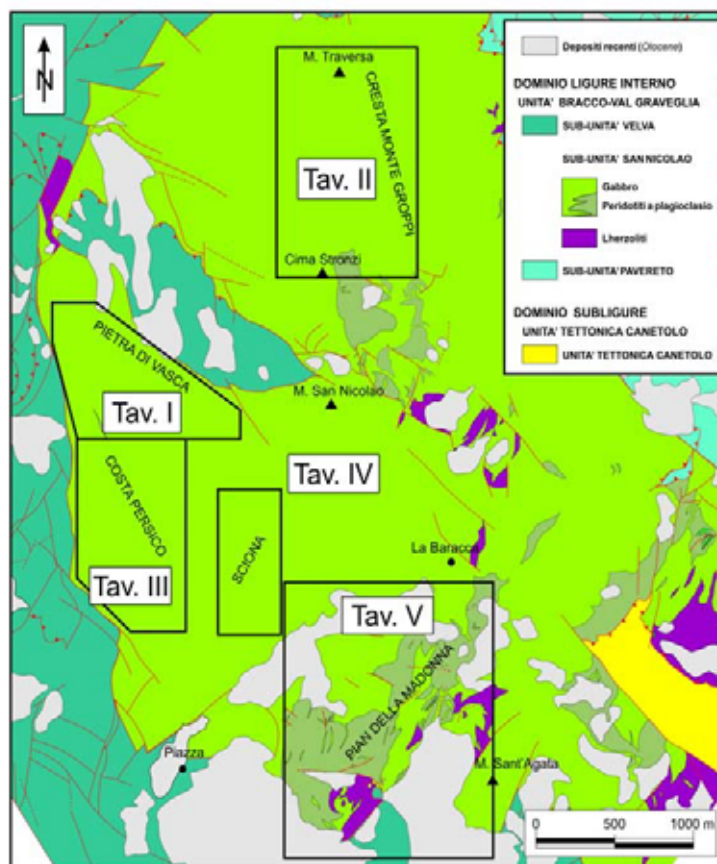


Fig. 3.5.1 – Carta schematica con riportata l'ubicazione della zone descritte nel testo.

3.5.1 PIETRA DI VASCA (Tav. I)

Il basamento ofiolitico è rappresentato da gabbro con granulometria da medio-grossolana (pegmatoide) a fine. Localmente si osserva il *layering* magmatico, sia granulometrico che composizionale; quest' ultimo è marcato da variazioni nel rapporto plagioclasio/pirosseno. I gabbri olivinici sono praticamente assenti.

In quest'area è caratteristica la presenza di Brecce di Gabbro, affioranti prevalentemente nel settore orientale della zona (Punto 1, Tav. Ia).

Data la buona esposizione e l'elevata percentuale di affioramento, soprattutto lungo il crinale di Pietra di Vasca, è possibile osservare facilmente la sovrapposizione tra gli eventi magmatici, gli eventi metamorfico-deformativi e l'intrusione di filoni basaltici.

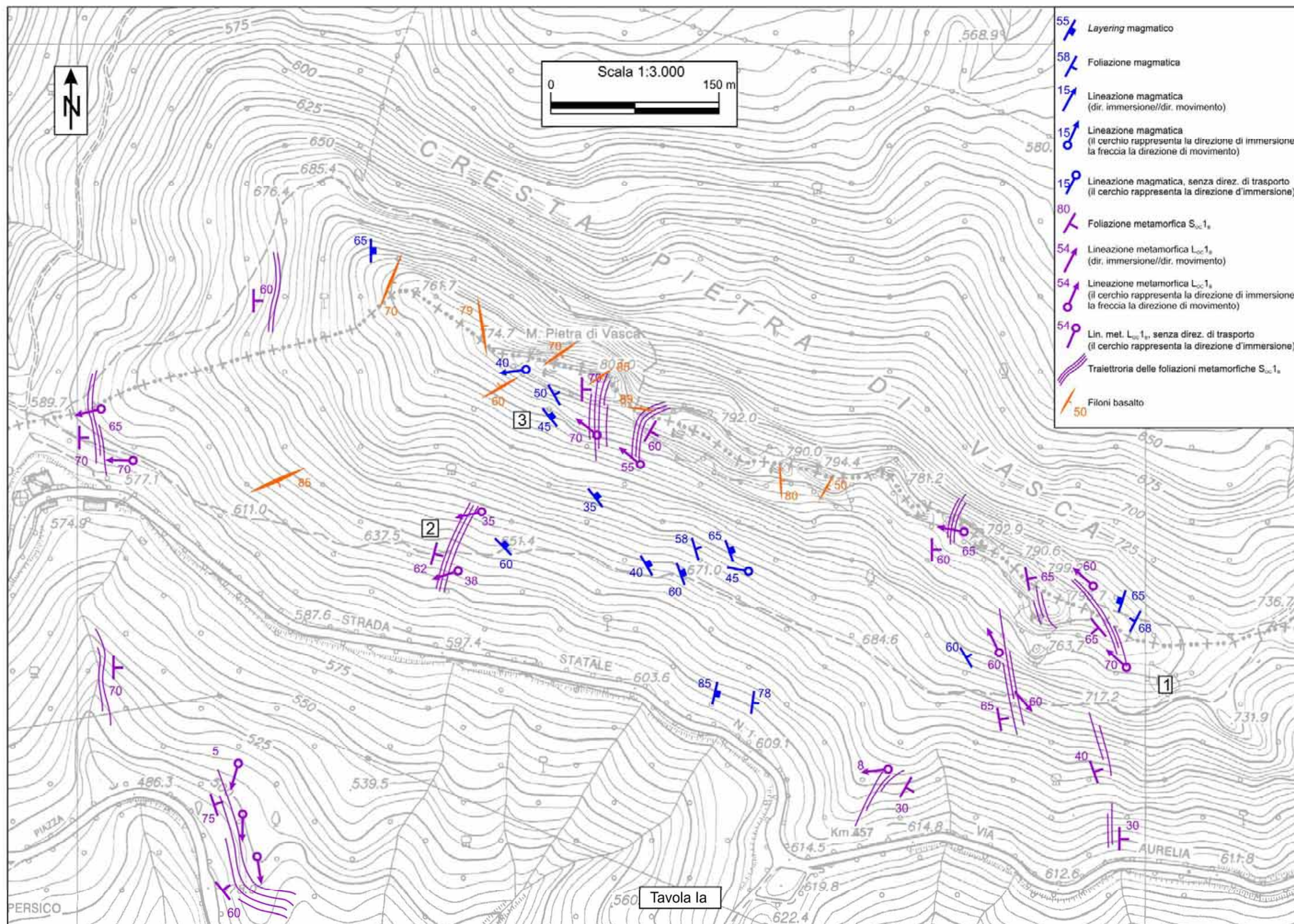
Il *layering* mostra una distribuzione analoga a quella della foliazione magmatica, con immersione generalmente verso NE ed inclinazione di circa 40-50°. Una percentuale ridotta di dati, ben concentrati, indica anche immersioni delle strutture in esame verso WSW, con inclinazioni di 70-80°. Associate alla foliazione magmatica, sono localmente riconoscibili strutture di taglio sin-magmatiche, con direzioni di trasporto tettonico congruenti alle direzioni delle lineazioni magmatiche, associate prevalentemente ad allineamenti di pirosseni. Il senso di trasporto tettonico, dove possibile, è stato desunto dalle strutture S-C. Le lineazioni magmatiche sono scarsamente rappresentate e difficilmente riconoscibili sul terreno; i dati ottenuti mostrano una dispersione dei valori relativamente bassa, con direzione di immersione verso W ed inclinazione tra 30 e 50°.

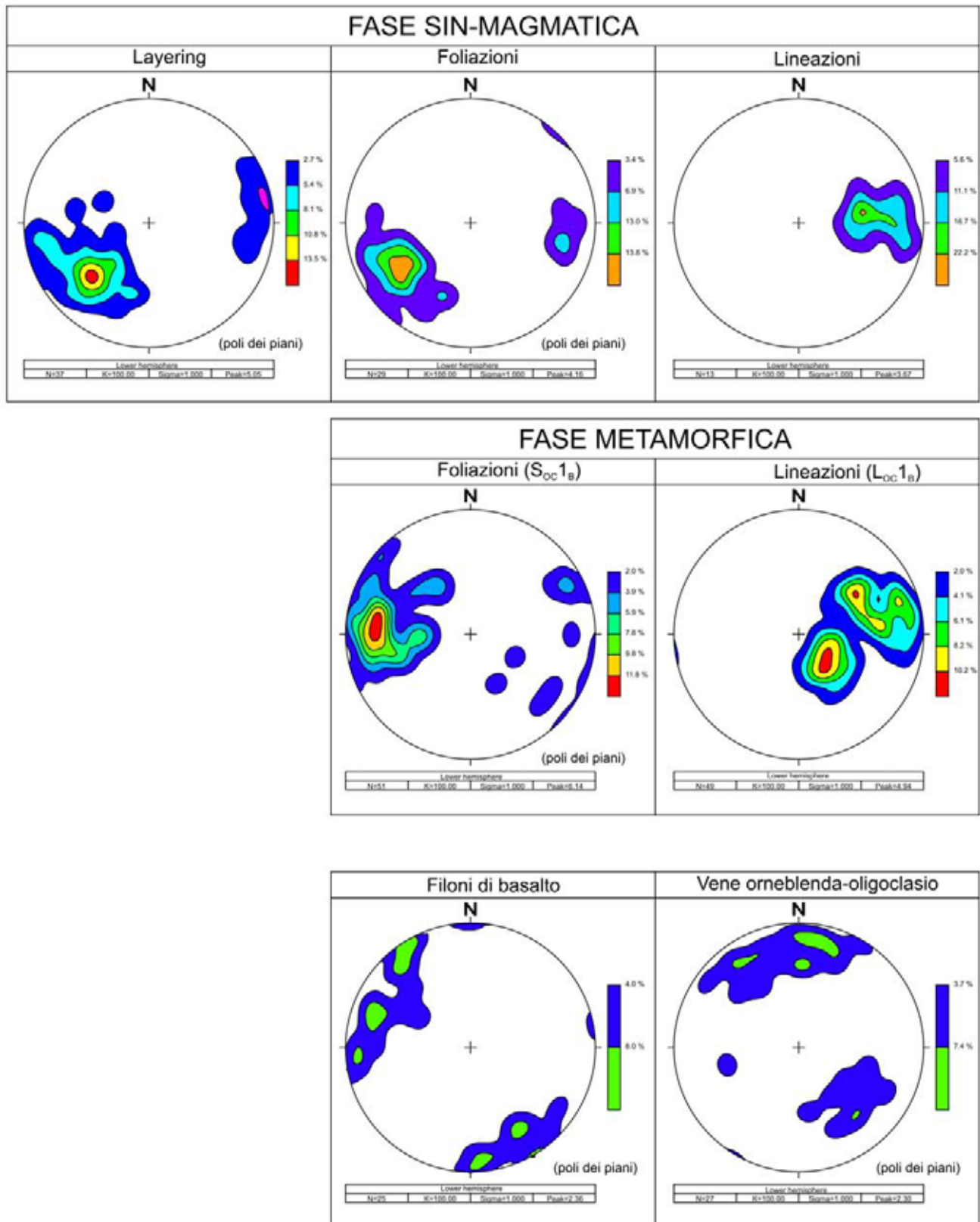
In quest'area sono presenti le migliori esposizioni delle deformazioni metamorfiche, rappresentate essenzialmente da zone di taglio milonitiche attribuite alla fase D_{OC1B} . La distribuzione delle stesse è abbastanza diffusa su tutto l'areale, come riportato in Tav. Ia. Queste zone di taglio hanno dimensioni variabili da poche decine di centimetri a diverse decine di metri, con spessori compresi tra 10 cm e 20-30 m. Si riconoscono tutti i diversi *fabrics* descritti del paragrafo 3.3.2. In alcuni punti (es. Punto 2, Tav Ia), è addirittura possibile osservare in continuo dei gradienti di deformazione completi, che, partendo dal protolito indeformato, arrivano alle ultramiloniti del *Fabric* IV, attraverso tutti i termini intermedi. Associate alle stesse zone di taglio sono frequentemente presenti delle lineazioni di estensione L_{OC1B} che, nell'ambito della stessa struttura milonitica, mantengono direzioni costanti. Dove possibile, per ogni struttura, sono stati desunti in più punti i sensi di movimento sin- D_{OC1B} . Salvo pochi casi tutte le strutture analizzate hanno direzioni di trasporto tettonico congruenti, verso i quadranti occidentali. In base all'attuale orientazione delle superfici di taglio (D_{OC1B}) il movimento registrato all'interno di queste *shear zones* risulta essere di tipo inverso, più raramente normale e talvolta trascorrente.

Le superfici milonitiche D_{OC1B} hanno prevalente immersione verso E ed inclinazione di 60-70°. Le lineazioni L_{OC1B} mostrano direzioni d'immersione abbastanza disperse, con due massimi relativi: uno verso E di 40° ed uno verso SE di circa 60-70°.

Nel complesso le giaciture del *layering* e delle foliazioni magmatiche sono molto simili all'orientazione delle strutture metamorfiche D_{OC1B} (Tav. Ib). E' interessante notare come anche le direzioni delle lineazioni magmatiche e metamorfiche siano tra loro simili. In una ristretta area (Punto 3, Tav. Ia) si può addirittura osservare come, oltre alle direzioni, siano congruenti anche i sensi di movimento delle due generazioni di strutture.

In quest'area la distribuzione delle giaciture dei filoni basaltici è organizzata in due famiglie: una con immersione verso NW di 70° ed una con immersione verso E-SE di 70° . Quest'ultima ha una maggiore dispersione dei valori rispetto all'altra. La giacitura delle vene ad orneblenda-oligoclasio è simile a quella dei filoni basaltici; si riconoscono anche in questo caso due famiglie: una con immersione verso S, poco inclinata e con valori abbastanza dispersi, ed una con immersione verso NW di circa 50° (Tav. Ib).





Tav. Ib

3.5.2 MONTE GROPPI (Tav. II)

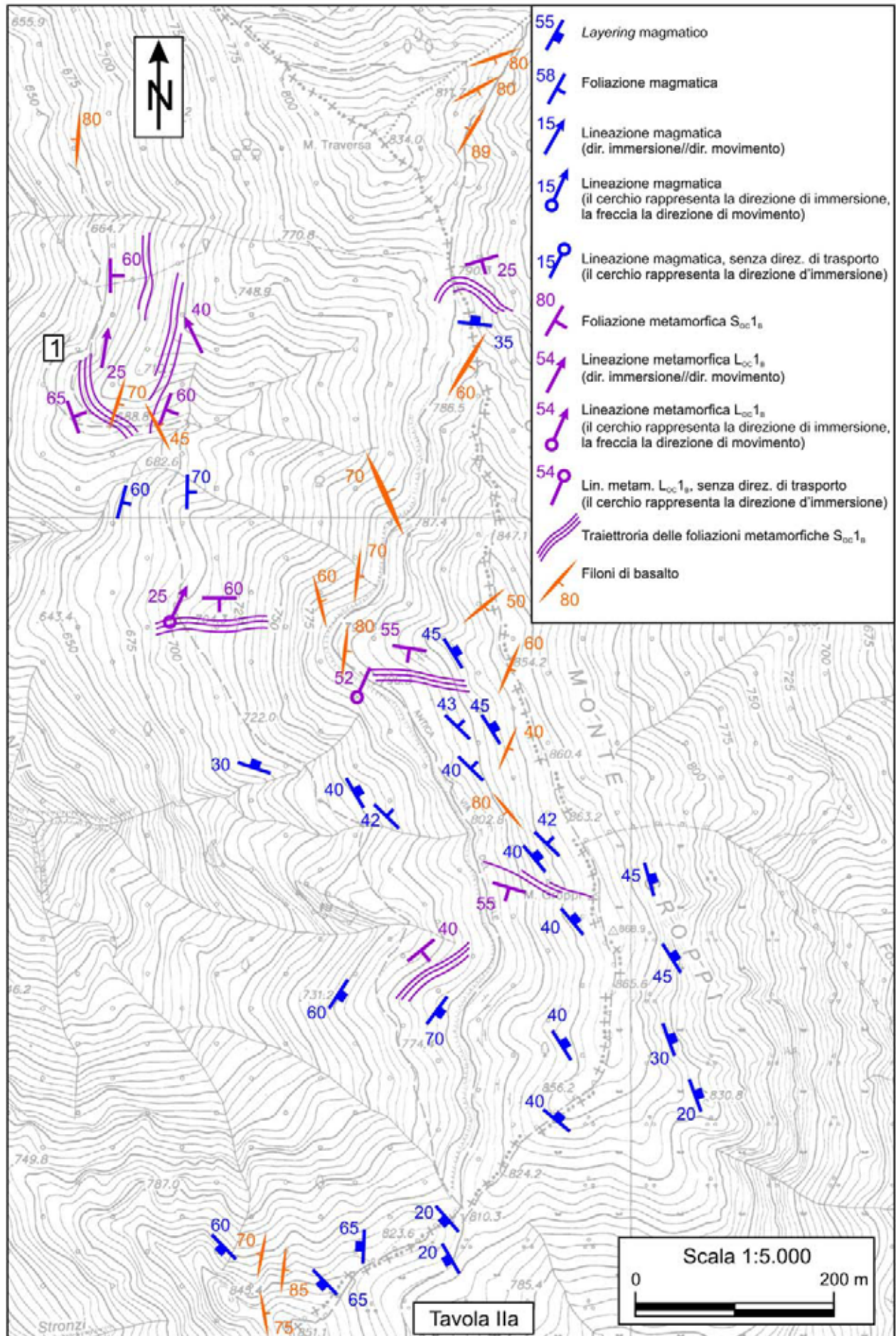
Il basamento è rappresentato da gabbri a pirosseno, ma localmente sono presenti anche intercalazioni di cumuliti ultrafemiche, rappresentate da peridotiti a plagioclasio serpentizzate, con sottili livelli a cromite (Bezzi & Piccardo, 1971; Cortesogno et al., 1987), associate a gabbri olivinici. Il *layering* composizionale, in quest'area, è rappresentato anche da livelli di plagioclasite (Cortesogno et al., 1987). Il *layering* magmatico è diffusamente rappresentato anche da variazioni granulometriche.

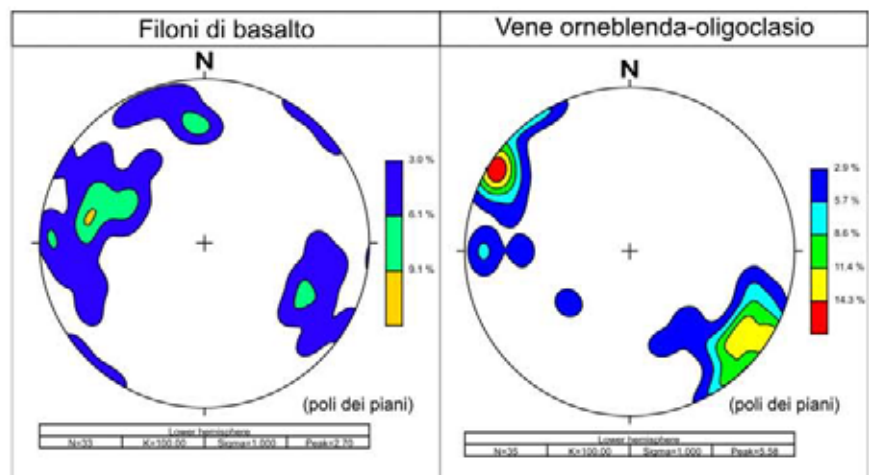
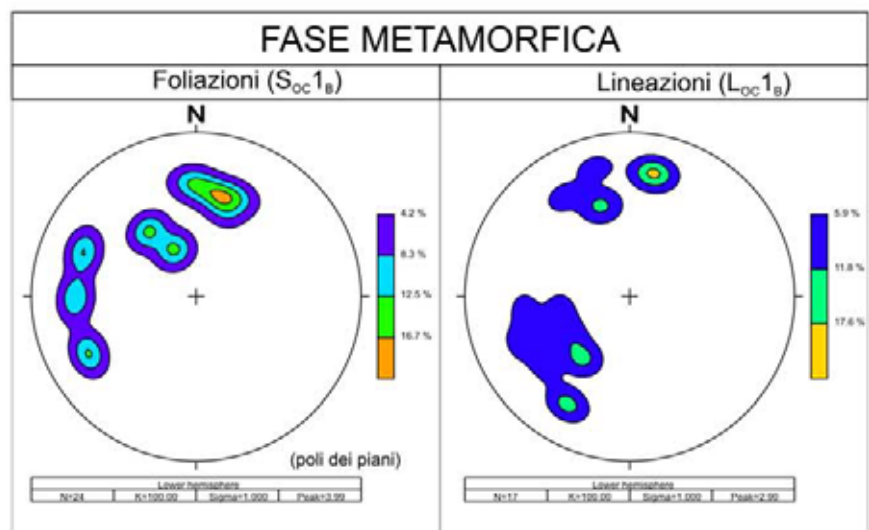
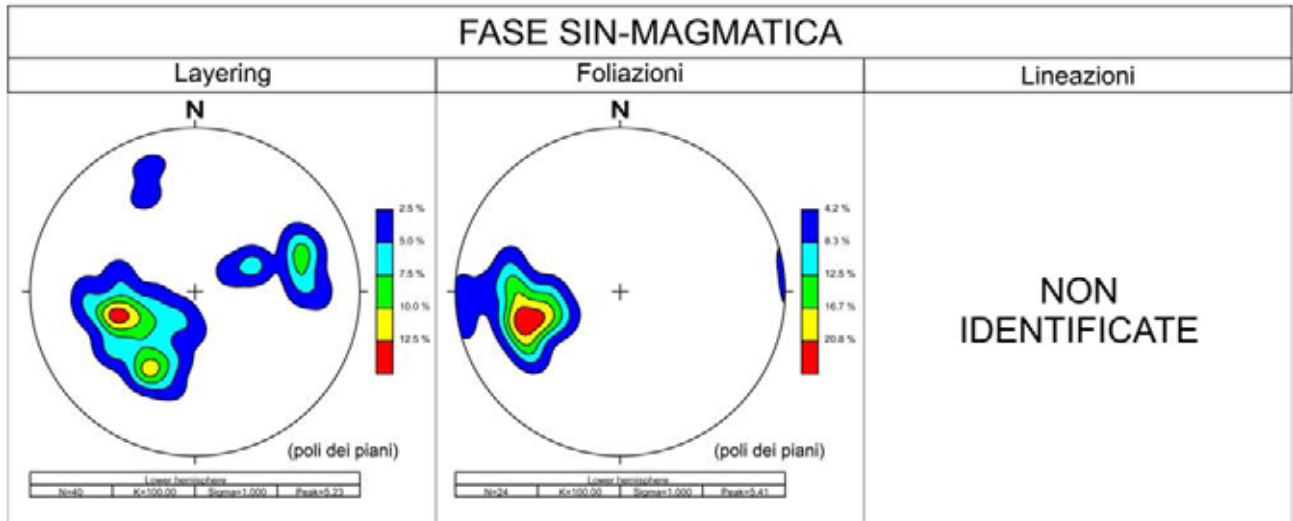
Queste strutture mostrano prevalentemente immersione verso ENE-NE di circa 40°. In percentuale minore sono tuttavia presenti anche immersioni del *layering* verso W con inclinazioni di 50-60°. Queste ultime giaciture sono principalmente relative al settore occidentale dell'area presa in esame. La foliazione magmatica mostra invece un'orientazione ben concentrata, con immersione verso E di 60° (Tav. IIb). Non sono state riscontrate strutture che possano con certezza essere considerate lineazioni magmatiche.

Le strutture metamorfiche presenti nell'area sono rappresentate esclusivamente da *shear zones* milonitiche, relative all'evento metamorfico D_{OC1B} . Queste zone di taglio hanno delle esposizioni limitate, a causa di una scarsa continuità di affioramento. Soltanto in corrispondenza del Punto 1 (Tav. IIa) è possibile osservare, grazie alla buona esposizione, delle strutture milonitiche D_{OC1B} , che si estendono per più di 100 m, con spessori variabili da pochi metri fino a 20-30 m. In questa zona è evidente un gradiente di deformazione con transizioni, da gradual a brusche, tra i *Fabrics* I, II e III.

La distribuzione delle strutture metamorfiche D_{OC1B} è uniforme su tutto l'areale preso in esame, ma le orientazioni delle stesse risultano disomogenee (Tav. IIa, b). I dati relativi alle giaciture dei piani di foliazione sono abbastanza dispersi e possono essere ripartiti in tre famiglie: una con immersione prevalentemente verso E ed inclinazione di 50°, una con immersione verso S ed inclinazione di 45° ed infine una immergente verso SE di circa 30°. Associate alle strutture milonitiche D_{OC1B} , sono limitatamente presenti anche delle lineazioni di estensione L_{OC1B} , le cui orientazioni sono ripartite in due principali famiglie di dati: una con immersione prevalente verso N ed inclinata di 20-30° e l'altra con immersione verso SW ed inclinazione di 40°. I rari sensi taglio riconosciuti sono sostanzialmente simili tra loro e mostrano una direzione preferenziale di trasporto tettonico verso i quadranti settentrionali. In base all'attuale orientazione delle superfici di taglio (D_{OC1B}), il movimento registrato all'interno di queste *shear zones* risulta essere trascorrente od inverso.

I filoni basaltici e le vene ad orneblenda-oligoclasio sono spesso associati tra loro e mostrano una distribuzione organizzata in due famiglie principali di dati: una immerge verso SE di 50°, l'altra verso NW di 60-70°. I dati relativi ai filoni di basalto sono più dispersi rispetto a quelli relativi alle vene ad orneblenda-oligoclasio (Tav. IIb).





Tav. IIb

3.5.3 COSTA PERSICO (Tav. III)

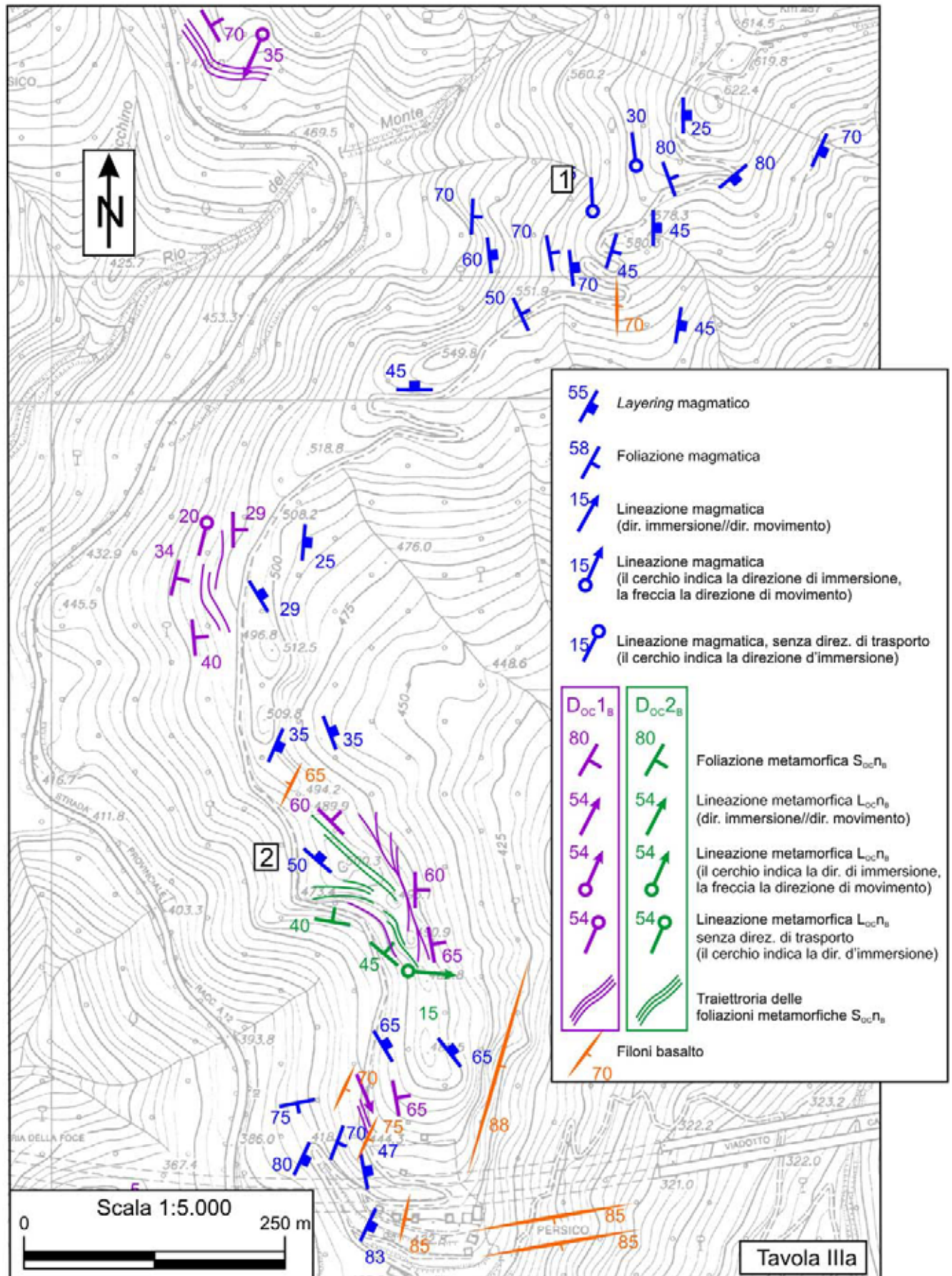
Il litotipo prevalente è rappresentato da gabbri a pirosseno; solo in un punto è presente un'intercalazione dunitica di limitate dimensioni (< 1 m). La qualità di affioramento in quest'area non è ottimale, a causa sia della fitta vegetazione, sia dell'elevato grado di alterazione dei gabbri.

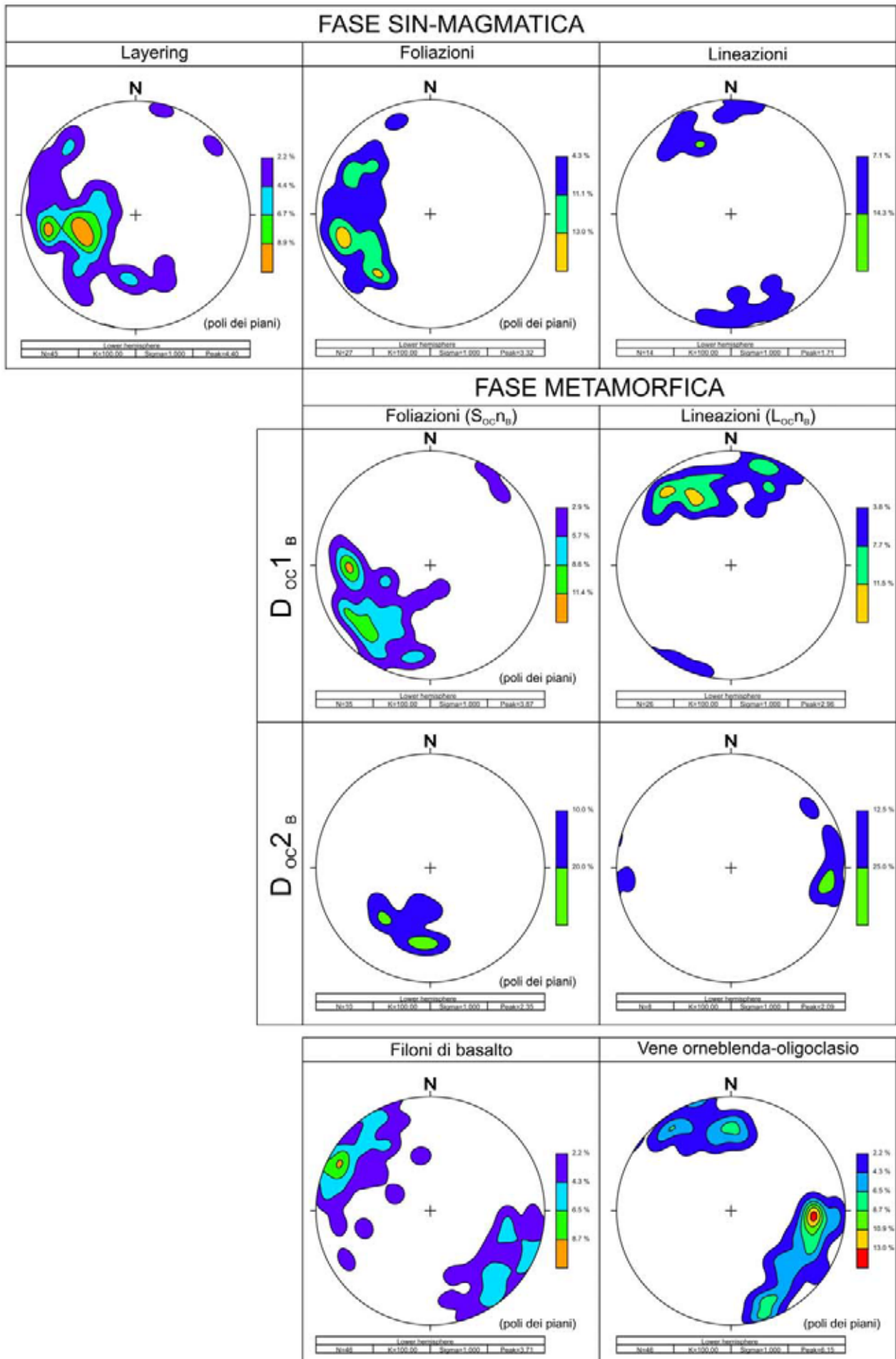
Il *layering* magmatico è legato prevalentemente a variazioni granulometriche; solo sporadicamente si riconoscono anche variazioni composizionali. Localmente (Punto 1, Tav. IIIa) si osserva lo sviluppo di foliazioni magmatiche molto pervasive, rappresentate oltre che da allineamenti di plagioclasti e pirosseni, anche da livelli nastriformi di plagioclasio. Associate a queste strutture sono presenti zone di taglio sin-magmatiche con geometria S-C. La giacitura del *layering* magmatico, pur essendo abbastanza dispersa, mostra immersioni verso NE-ENE di $40-50^\circ$. La foliazione magmatica è sostanzialmente orientata come il *layering*, ma mostra un'inclinazione più accentuata, di circa $60-70^\circ$. Sono state riconosciute anche rare lineazioni magmatiche, con direzione prevalente N-S (Tav. IIIa, b).

Le strutture metamorfiche in questa zona sono rappresentate da zone di taglio milonitiche, attribuite agli eventi D_{OC1B} e D_{OC2B} . Le strutture D_{OC1B} sono costituite da zone di taglio spesse al massimo pochi metri, corrispondenti ai *Fabrics* II e III; raramente sono stati osservati in sezione sottile *Fabrics* di tipo IV. Le superfici S_{OC1B} immergono verso NE di 60° ; le lineazioni L_{OC1B} mostrano una dispersione accentuata, con immersione prevalente verso ENE ed inclinazione di $20-35^\circ$ (Tav. IIIb). E' caratteristica in quest'area la presenza di strutture metamorfiche attribuite anche alla fase D_{OC2B} (Punto 2, Tav. IIIa). Queste strutture sono rappresentate da zone di taglio plurimetrie discontinue, costituite da meta-gabbri milonitici mesoscopicamente simili a quelli attribuiti alla fase D_{OC1B} . Nel punto in esame (Punto 2, Tav. IIIa), la struttura D_{OC2B} si sviluppa in corrispondenza di una precedente milonite D_{OC1B} . Attraverso l'analisi di campioni provenienti da punti diversi dell'affioramento, sono state riconosciute paragenesi metamorfiche differenti. Le lineazioni di estensione L_{OC2B} sono scarsamente rappresentate. Le superfici S_{OC2B} hanno immersione verso N-NE ed inclinazioni variabili da 10 a 30° ; le lineazioni L_{OC2B} immergono di pochi gradi prevalentemente verso E (Tav. IIIb).

La giacitura delle strutture metamorfiche D_{OC1B} ($S_{OC1B}-L_{OC1B}$) risulta molto simile a quella delle analoghe strutture magmatiche (foliazioni e lineazioni), mentre l'orientazione delle strutture D_{OC2B} è congruente solo per quanto riguarda i piani S_{OC2B} . Non c'è invece apparente relazione tra la giacitura delle L_{OC2B} e delle lineazioni magmatiche e metamorfiche L_{OC1B} .

I filoni di basalto in questa zona hanno spessore variabile, da 5 cm a 2 m e lunghezze comprese tra pochi decimetri e diverse decine di metri. I dati giacitureali sono ripartiti in due famiglie: una con immersione verso SE di $70-80^\circ$ e l'altra con uguale inclinazione ma con immersione verso NW (Tav. IIIb). Anche le vene ad orneblenda-oligoclasio seguono due *trends* principali (Tav. IIIb): uno ad immersione verso W-NW ed uno verso S-SE, entrambi molto inclinati ($60-70^\circ$).





Tav. IIIb

3.5.4 SCHIENA DI SCIONA (Tav. IV)

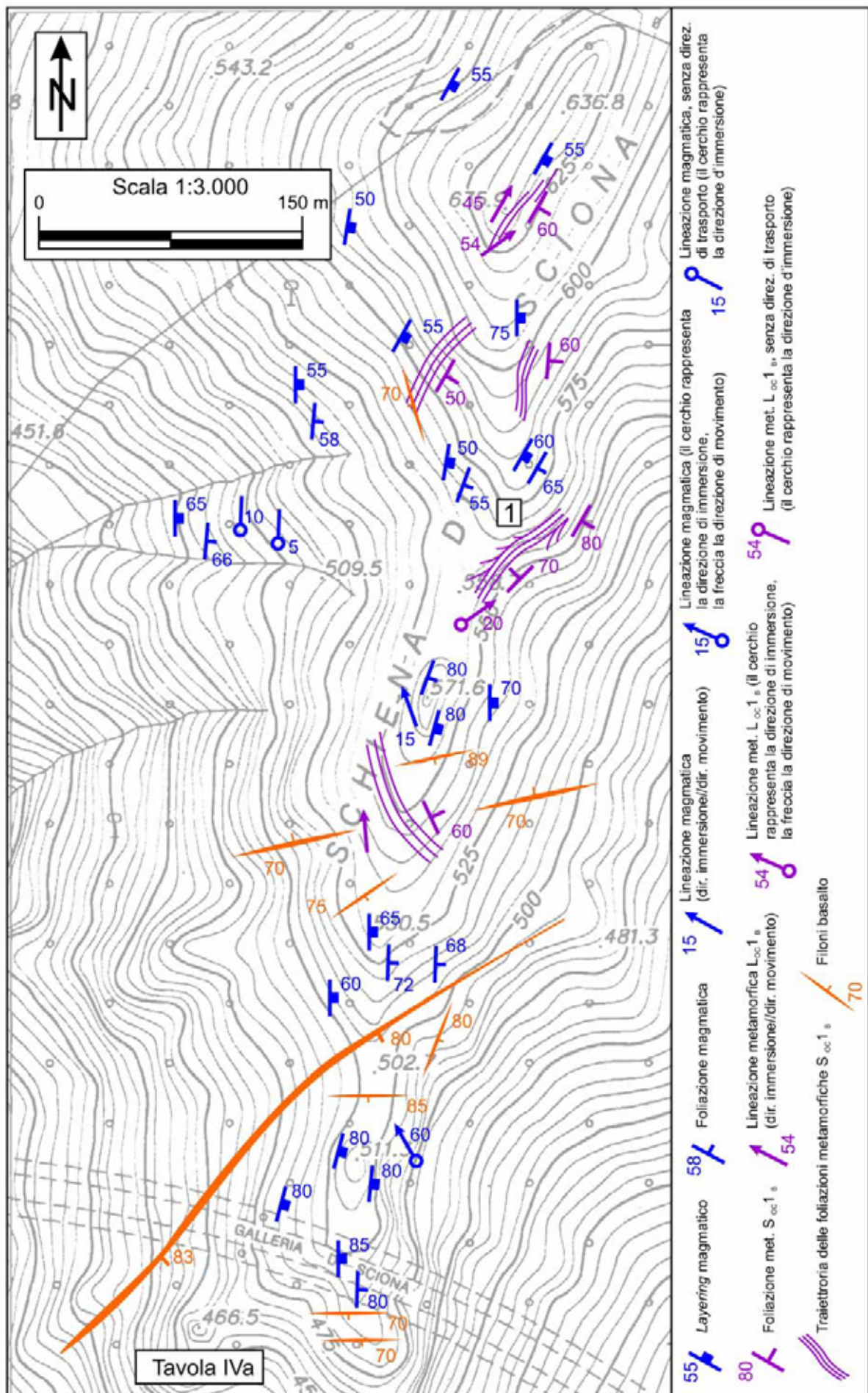
Il litotipo affiorante è rappresentato esclusivamente da gabbro a pirosseno. In questa zona si possono osservare dei chiari rapporti di interferenza tra le strutture magmatiche e quelle metamorfiche sin-D_{OC1B}.

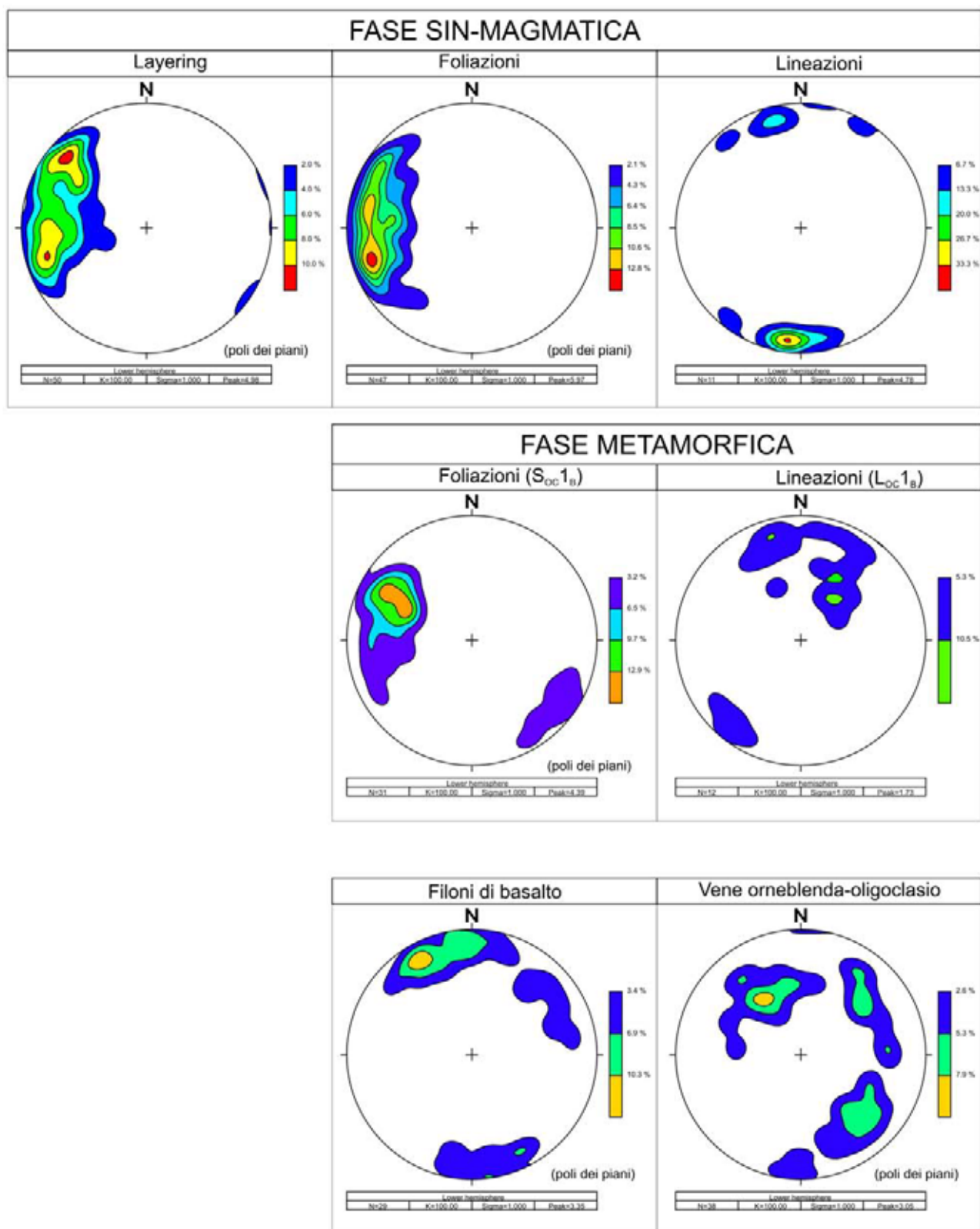
Il *layering* magmatico è frequentemente rappresentato da variazioni granulometriche, alle quali corrispondono talvolta anche variazioni composizionali, legate prevalentemente a cambiamenti nel rapporto plagioclasì\pirosseni. La foliazione magmatica è spesso rappresentata da allineamenti di clinopirosseni e frequentemente taglia a basso angolo il *layering* magmatico. Sono state misurate inclinazioni di 60-70° per il *layering* e di 65-75° per la foliazione, entrambi immergenti verso E. Le lineazioni magmatiche sono state osservate sporadicamente e mostrano direzioni circa N-S, immergendo prevalentemente verso i quadranti meridionali. I sensi di movimento attribuiti alle lineazioni, riportate in Tav. IVa, sono stati desunti dalle strutture S-C associate alla foliazione magmatica. I pochi dati ottenuti sono tra loro congruenti e mostrano sensi di trasporto tettonico verso N.

Le strutture metamorfiche riconosciute sono relative esclusivamente alla fase D_{OC1B} e sono rappresentate da zone di taglio milonitiche, distribuite omogeneamente nell'area di studio. Prevalgono i *fabrics* metamorfici a minore grado di deformazione (*Fabric* I e II, raramente III). In alcuni affioramenti, associato alle S_{OC1B}, si osserva un gradiente di deformazione che, nelle zone più esterne delle miloniti, determina una foliazione metamorfica, che si va gradualmente a sovrapporre al *layering* ed alla foliazione magmatica (Punto 1, Tav. IVa). La foliazione S_{OC1B} ha immersione prevalentemente verso E-SE ed inclinazione media di circa 70°. Le lineazioni metamorfiche L_{OC1B}, poco rappresentate in questa zona, immergono prevalentemente verso NE di 40-50° e verso NNE di 20-30°. I sensi di movimento attribuiti alle zone di taglio D_{OC1B} sono congruenti tra loro e non si discostano molto da quelli desunti per le strutture sin-magmatiche. In base all'attuale orientazione delle superfici di taglio (D_{OC1B}), il movimento registrato all'interno di queste *shear zones* risulta essere prevalentemente di tipo trascorrente.

Le giaciture del *layering* e delle foliazioni magmatiche sono molto simili alle giaciture delle foliazioni metamorfiche D_{OC1B}.

I frequenti filoni di basalto hanno dimensioni estremamente variabili: i più piccoli sono spessi pochi centimetri e lunghi qualche decimetro, i più grandi hanno invece spessori superiori ai 3 m e lunghezza di diverse decine di metri. In questa zona è presente il filone basaltico più lungo e spesso di tutta l'area del Bracco, con uno spessore massimo di circa 3-4 m ed una lunghezza superiore ai 500 m. La direzione dei filoni basaltici è generalmente E-W; l'immersione è verso N e S di 70-80° (Tav. IVb). Le vene ad orneblenda-oligoclasio, spesso associate ai filoni, hanno orientazioni piuttosto disperse; si riconoscono in totale tre famiglie di dati: una con immersioni verso NW, una verso SE ed infine una con immersioni dei piani verso SW, sempre con inclinazioni di 50-60°.





Tav. IVb

3.5.5 MOGGIA-PIAN DELLA MODONNA (Tav. V)

L'area è caratterizzata dalla presenza di tutti i principali litotipi che costituiscono il basamento ofiolitico dell'Unità Bracco-Val Graveglia: peridotiti lherzolitiche, gabbri e peridotiti a plagioclasio. Questa zona, rispetto alle altre prese in esame, mostra strutture deformative fragili sin\post-orogeniche abbastanza diffuse. Quest'areale è stato tuttavia preso in considerazione per uno studio di dettaglio (Tav. Va), dato che permette di osservare sul terreno e di cartografare le relazioni geometriche tra i vari litotipi.

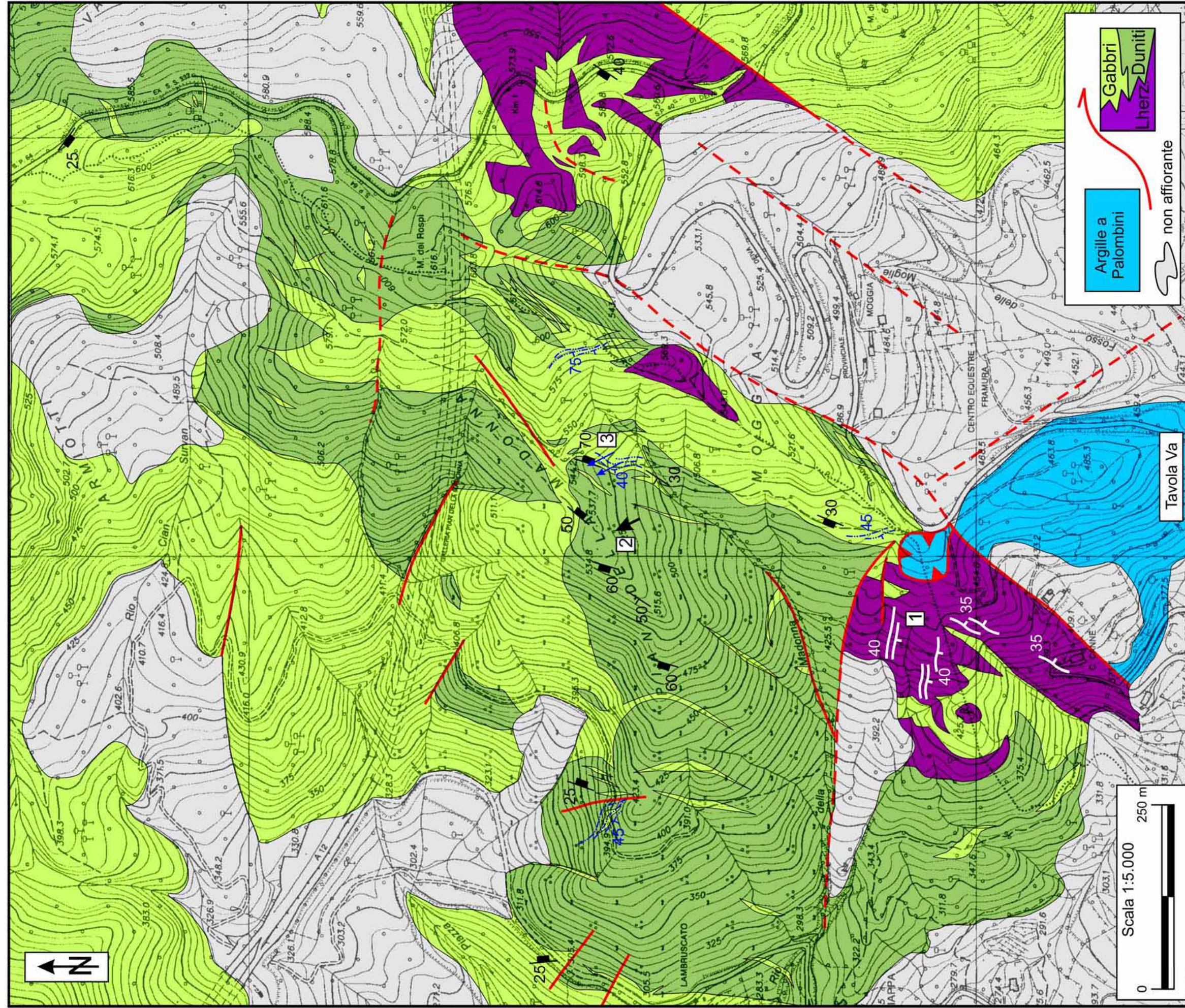
Le peridotiti lherzolitiche conservano spesso l'originaria foliazione (S_T) "tettonica" (rappresentata da allineamenti planari di ortopirosseni e spinelli), che risulta localmente attraversata da filoni di gabbro. Questi ultimi, spessi generalmente pochi centimetri (<10 cm), non mostrano mai margini di raffreddamento ed hanno spesso delle zonature composizionali sub-parallele ai contatti con l'incassante. L'assetto dei filoni è costantemente ortogonale rispetto alla S_T delle lherzoliti. Riferendosi al Punto 1 (Tav. Va), la foliazione S_T mostra delle immersioni verso S-SW, con inclinazioni medie di 40°. I filoni di gabbro che l'attraversano immergono invece verso W con inclinazioni comprese tra 50° e 80°. I contatti tra la successione gabbrica e le lherzoliti, se esposti, sono sempre netti e mai caratterizzati da bordi di raffreddamento. Spesso la geometria di questi contatti non segue la giacitura del *layering* magmatico. I rari contatti primari tra le lherzoliti e le duniti sono netti, analogamente ai contatti tra queste ultime ed i gabbri.

Il *layering* magmatico è variamente rappresentato: nelle duniti può essere materializzato sia da locali concentrazioni di plagioclasii, che da livelli cromitici. Talvolta queste due variazioni composizionali possono essere associate (Punto 2, Tav. Va). All'interno dei gabbri il *layering* è invece materializzato da variazioni granulometriche. I dati relativi alla giacitura di quest'ultimo mostrano due massimi relativi: immersione verso WNW di 25-70° e immersione verso ENE di 40-60°.

La foliazione magmatica è stata osservata raramente. A volte all'interno delle duniti è possibile osservare delle discordanze angolari tra differenti livelli cromitici; tali strutture sono state localmente interpretate come zone di taglio sin-magmatiche. I sensi di movimento desunti danno mediamente direzioni di trasporto tettonico verso WNW. Queste strutture risultano spesso attraversate da piccole intrusioni gabbriche, che ne predatano la genesi.

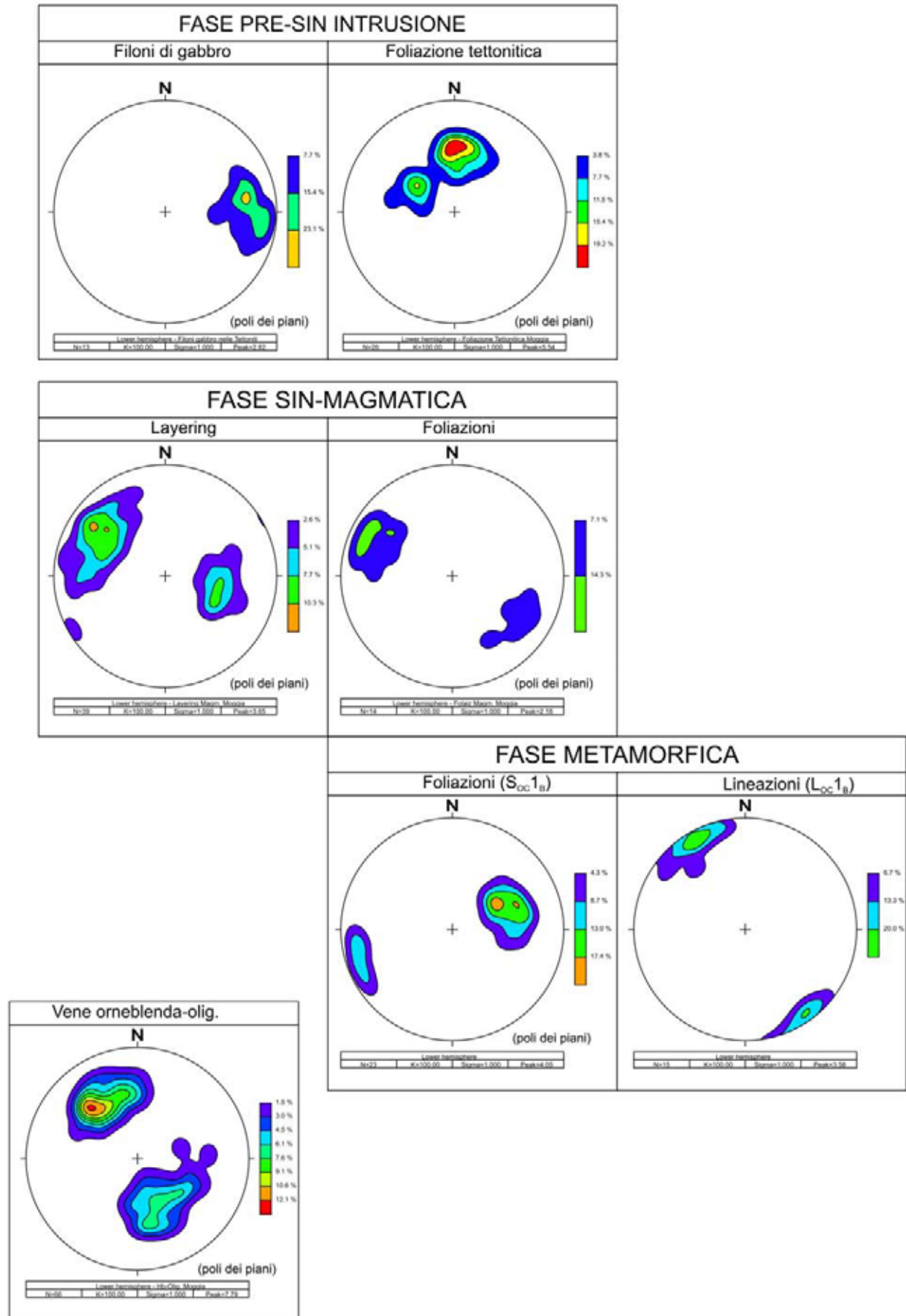
Le strutture metamorfiche riconosciute sono relative esclusivamente alla fase D_{OC1B} e sono rappresentate da zone di taglio milonitiche distribuite sia all'interno dei gabbri, che lungo i contatti tra i gabbri e le duniti. In queste zone di taglio si osservano i *Fabrics* II, III, raramente il *Fabric* IV. Le rare lineazioni di estensione (Punto 3, Tav. Va) hanno immersioni verso NNW, con sensi di movimento verso NNW.

In quest'area non sono presenti filoni di basalto. All'interno dei gabbri si osservano vene ad orneblenda-oligoclasio, che invece non sono state riconosciute all'interno degli altri litotipi. L'orientazione delle vene è abbastanza dispersa; si riconoscono due famiglie di dati: una con immersione verso NNW di 30-40° e l'altra con immersione verso SSE di 60-70°.



35 Foliaz. Tettonitica; 30 Layer. magm.; 30 Foliaz. magm.; direzione trasporto magm. 35 Foliaz. Soc 1_{B1}

30 Lin. L_{oc} 1_{B1} (trasp. tett.); Faglia normale.; Faglia inversa.; 2 Riferimento nel testo;



Tav. Vb

3.6 EVOLUZIONE OROGENICA

L'assetto strutturale delle Unità Liguri Interne, in quanto risultato di un'evoluzione polifasica pre-sin-orogena, è generalmente molto complesso. Nell'area studiata, all'interno dell'Unità Bracco-Val Graveglia, le deformazioni alpine-appenniniche sono registrate essenzialmente all'interno delle coperture sedimentarie, mentre il basamento ofiolitico sembra aver risposto in maniera sostanzialmente rigida agli eventi orogenici. All'interno delle coperture sono stati riconosciuti tre distinti eventi plicativi duttili, mentre, all'interno del basamento, gli stessi eventi, o per lo meno i primi due, sono materializzati essenzialmente da piani di taglio e scorrimenti interni.

FASE D_{OR1}

Nelle coperture sedimentarie (prevalentemente nelle porzioni pelitiche), il primo evento deformativo D_{OR1} è caratterizzato da pieghe F_{OR1} , da strette ad isoclinali, con cerniere arrotondate e dimensioni variabili da decimetriche a plurimetriche. La geometria di queste pieghe è simile (Ramsay, 1967) ed esse corrispondono alle classi 1c, 2 e 3 di Ramsay (1967); hanno fianchi assottigliati, talvolta anche *boudinatis* (Fig. 3.6.1) e cerniere ispessite. Raramente sono state riconosciute lineazioni di estensione L_{OR1} . Le pieghe F_{OR1} manifestano frequentemente una geometria non cilindrica (Fig. 3.6.2), con cerniere curve, alla quale è legata spesso una dispersione della direzione degli assi A_{OR1} .



Fig. 3.6.1 – Pieghe F_{OR1} con fianchi *boudinatis*.

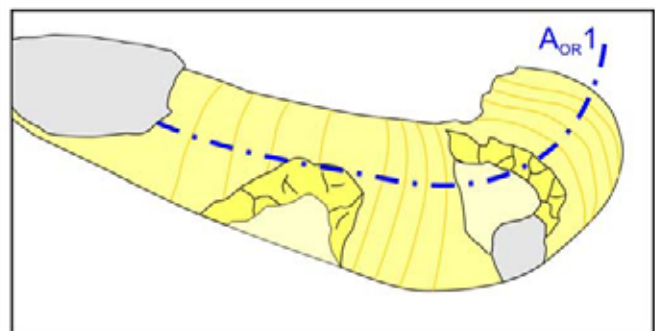


Fig. 3.6.2 – Pieghe F_{OR1} a geometria non cilindrica e cerniera curva.

E' evidente, sia alla meso- che alla microscala, lo sviluppo di una foliazione di piano assiale S_{OR1} . Quest'ultima è facilmente riconoscibile in corrispondenza delle zone di cerniera, dove sono presenti lineazioni d'intersezione S_0 - S_{OR1} , mentre tende a parallelizzarsi alla superficie di stratificazione (S_0) lungo i fianchi delle pieghe, dove essa è quindi spesso difficile da osservare. Alla microscala, la S_{OR1} è generalmente riconoscibile rispetto all' S_0 e corrisponde, almeno per i litotipi argillitici, ad uno *slaty cleavage* (Fig. 3.6.3), al quale è associata una blastesi sin-cinematica di quarzo+clorite+albite+sericite.

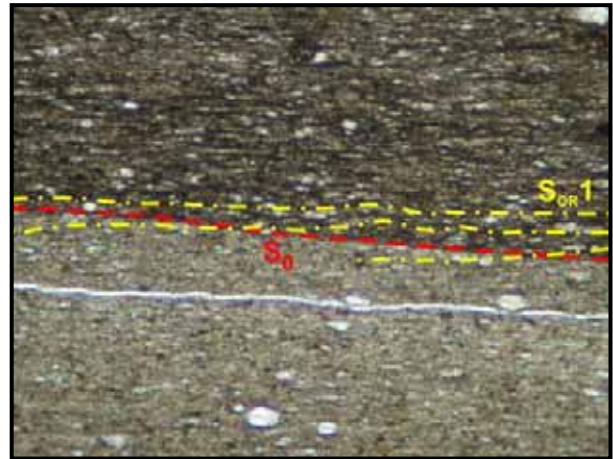


Fig. 3.6.3 – Aspetto microscopico della foliazione S_{OR1} (*slaty cleavage*) all'interno di litotipi argillitici (microfoto, nicols \).

Le pieghe F_{OR1} mostrano solitamente un senso di trasporto tettonico verso i quadranti occidentali, desunto dai sensi di asimmetria. Gli assi A_{OR1} , per quanto abbastanza dispersi, mostrano una sostanziale orientazione N-S (Fig. 3.6.4).

All'interno del complesso gabbrico-peridotitico non sono presenti pieghe sin-orogeniche relative a questa fase deformativa, né sono state riconosciute con certezza zone di taglio attribuibili alla stessa. Solo all'interno delle oficalciti sono state riconosciute rare strutture F_{OR1} . Presso la Cava dei Marmi di Pavereto è stata cartografata (Fig. 3.6.5) una struttura F_{OR1} antiforme sinclinale di oficalciti con diaspri al nucleo.

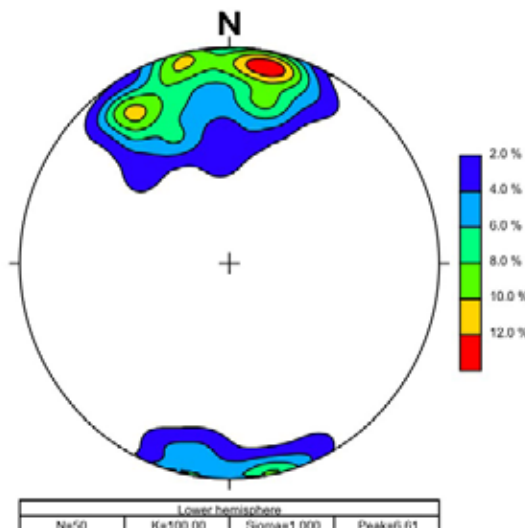


Fig. 3.6.4 – Proiezione stereografica degli assi A_{OR1} nella copertura sedimentaria (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

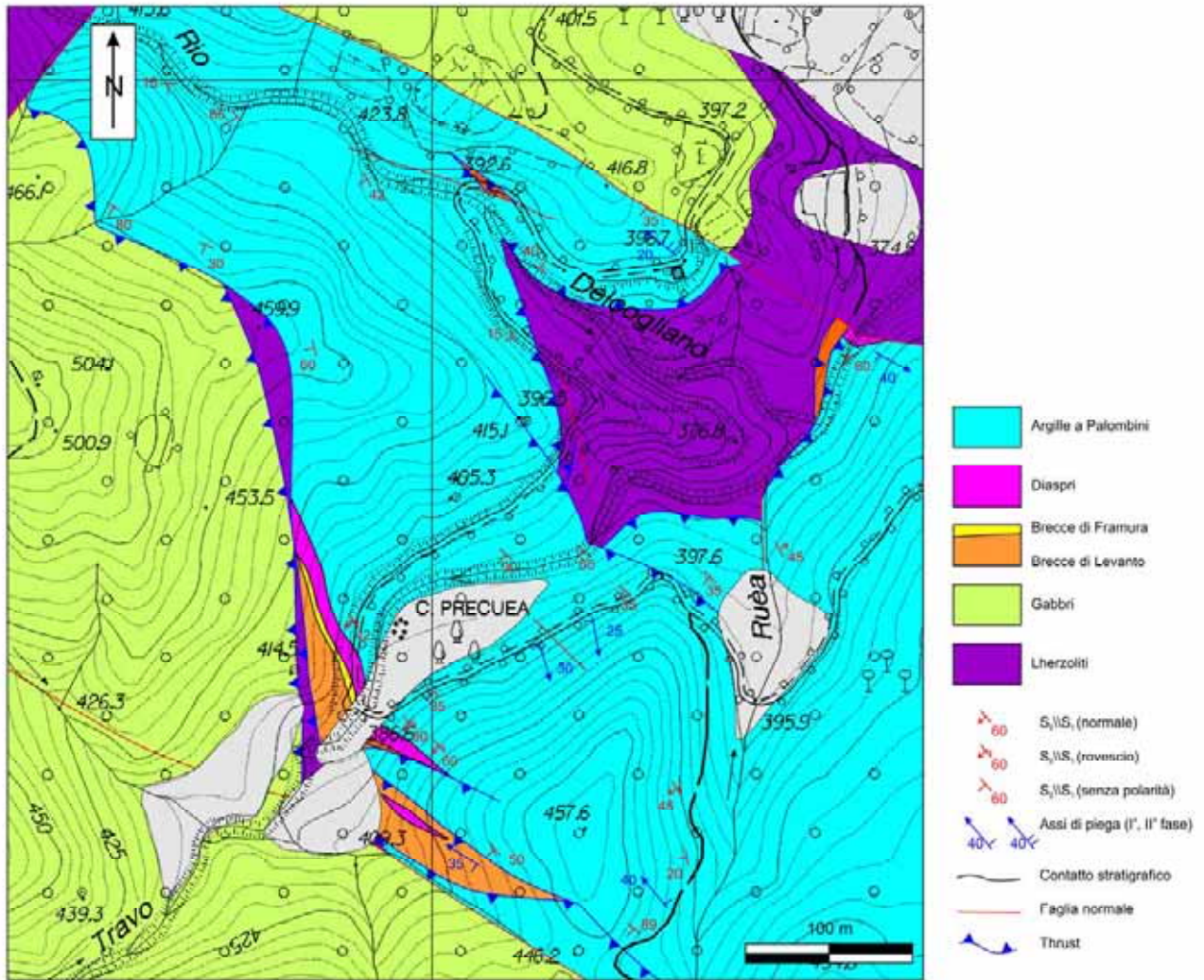


Fig. 3.6.5 – Carta geologica della Cava dei Marmi di Pavereto.

FASE D_{OR2}

Sono attribuiti a questa fase deformativa (D_{OR2}) i principali lineamenti strutturali che si possono osservare sia alla scala mesoscopica, che a quella cartografica.

Nelle coperture sedimentarie, la seconda fase è caratterizzata da pieghe cilindriche F_{OR2} da aperte a chiuse, con asimmetrie localmente molto accentuate. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo e corrisponde alla classe 1 di Ramsay (1967). L'angolo tra i fianchi delle pieghe può variare tra i 30-40° ed i 90-100°. Le F_{OR2} hanno dimensioni estremamente variabili, da centimetriche ad ettometriche.

La fase D_{OR2} è caratterizzata dallo sviluppo di una foliazione di piano assiale S_{OR2} , spaziata alla scala millimetrico-centimetrica, pervasiva a tutte le scale e presente diffusamente, anche in zone non direttamente interessate dalle F_{OR2} . La S_{OR2} forma spesso un ventaglio divergente rispetto al piano assiale P_{OR2} . Sono evidenti anche fenomeni di rifrazione, comuni nelle Argille a Palombini all'interfaccia argilla\calcare (e\o arenite).

Non sono state riconosciute lineazioni di estensione L_{OR2} , mentre sono comuni lineazioni d'intersezione tra la $S_0 \parallel S_{OR1}$ e la S_{OR2} , specialmente nelle zone di cerniera delle pieghe F_{OR2} . La foliazione S_{OR2} non è associata a blastesi di nuove fasi mineralogiche, ma solo ad una decisa ri-orientazione della $S_0 \parallel S_{OR1}$. Essa può essere definita come un clivaggio di crenulazione da discreto a zonale nei litotipi meno competenti, mentre nei diaspri, nei calcari o nelle arenarie, si materializza spesso come un clivaggio di frattura spaziato.

Non sempre l'evento D_{OR2} è associato a piegamenti; talvolta sono stati attribuiti allo stesso evento anche scorrimenti interstratali, localizzati frequentemente nelle Argille a Palombini (Fig.3.6.6). Anche in relazione a questi fenomeni, si ha il locale sviluppo di un clivaggio S_{OR2} , generalmente inclinato a basso angolo rispetto al piano della stratificazione S_0 o alla superficie $S_0 \parallel S_{OR1}$.

Sono attribuibili all'evento deformativo D_{OR2} tutte le megastrutture riconoscibili nell'area, caratterizzate frequentemente da estesi fianchi rovesciati.

Le pieghe F_{OR2} , a tutte le scale, mostrano sensi di asimmetria che suggeriscono una direzione di trasporto tettonico verso i quadranti orientali. Gli assi A_{OR2} hanno mediamente direzione N-S e la loro distribuzione è dispersa (Fig. 3.6.7), a causa della successiva fase deformativa D_{OR3} .

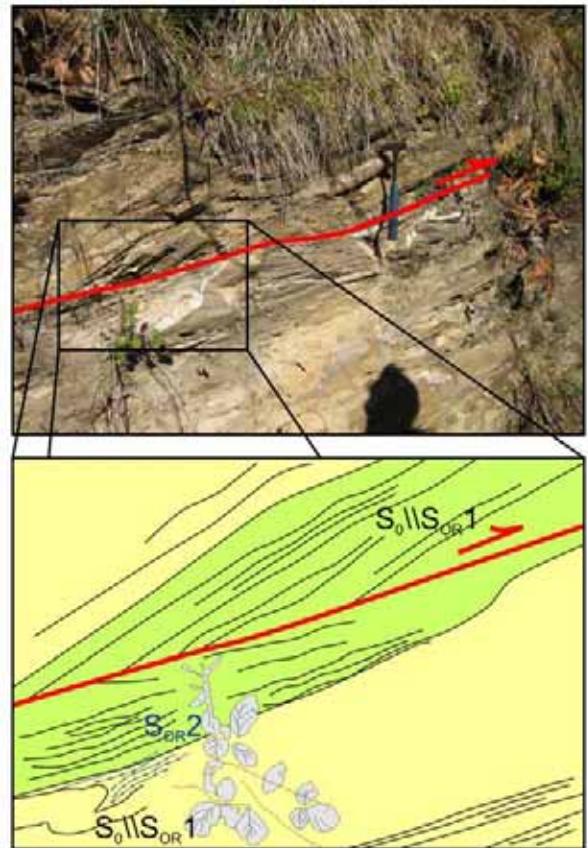


Fig. 3.6.6 – Scorrimento interstatale, nelle Argille a Palombini, attribuito all'evento D_{OR2} .

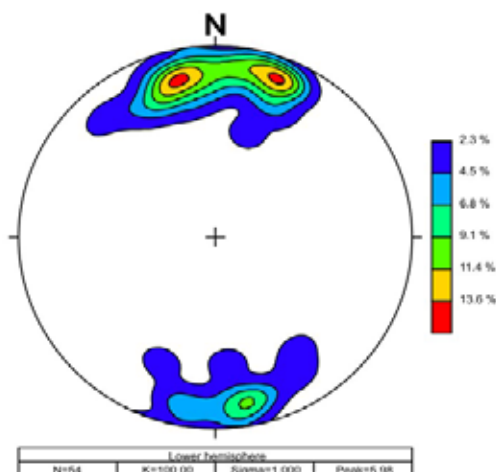


Fig. 3.6.7 – Proiezione stereografica degli assi A_{OR2} nella copertura sedimentaria (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Non è raro osservare sul terreno strutture di interferenza generate dalla sovrapposizione dell'evento plicativo D_{OR2} sulle preesistenti strutture F_{OR1} (Fig. 3.6.8). Le due generazioni di pieghe risultano costantemente coassiali e la figura di interferenza che ne risulta è di tipo 3, secondo la classificazione di Ramsay (1967), mentre, secondo la classificazione proposta da Thiessen & Means (1980), è di tipo G.

Anche nel caso delle strutture plicative F_{OR2} , non sono state osservate pieghe che coinvolgano elementi del basamento ofiolitico, siano esse solidali o meno con le coperture sedimentarie o con il complesso vulcano-sedimentario. Questa fase deformativa è tuttavia responsabile dei principali sovrascorrimenti interni all'unità tettonica in esame, i quali si sviluppano frequentemente all'interfaccia basamento\copertura sedimentaria. I sensi di trasporto tettonico, desunti per le pieghe, all'interno delle coperture sedimentarie, sono sempre congruenti con la vergenza delle superfici di *thrust*, che marciano i contatti tra il complesso gabbriico e la successione sedimentaria.

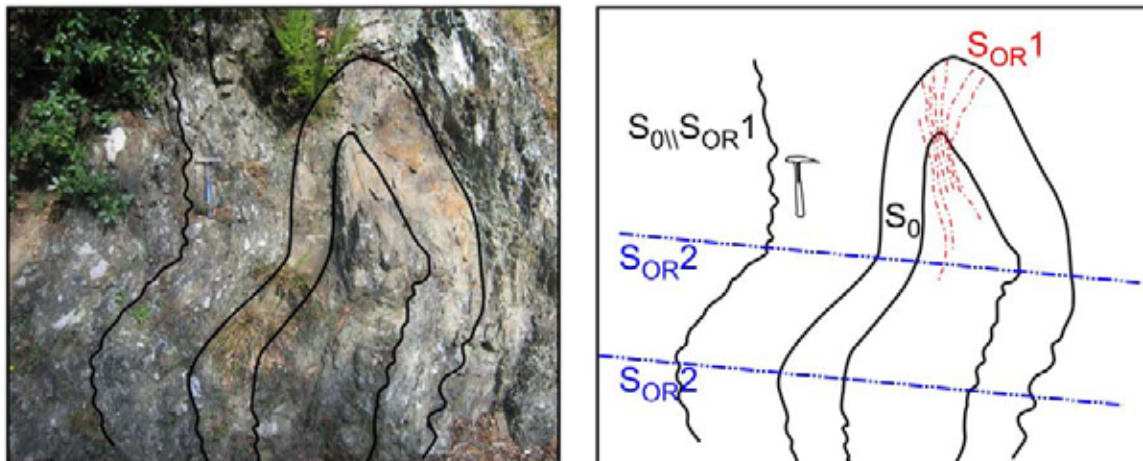


Fig. 3.6.8 – Piegia isoclinal di prima fase F_{OR1} deformata da una piegia di seconda fase F_{OR2} .

Nel basamento, per quello che è stato osservato, le deformazioni sono generalmente localizzate all'interno delle porzioni ultrafemiche. All'interno delle peridotiti mantelliche e/o dei livelli dunitici, le superfici di *thrust* sono materializzate da fasce di roccia, spesse da pochi decimetri a qualche metro, estremamente foliate, associate alle quali sono frequenti strutture con geometria S-C (Fig. 3.6.9). E' relativamente comune trovare, tuttavia, dei volumi di roccia, con dimensioni variabili da pochi centimetri cubici a diversi metri cubici, indeformati, confinati tra zone di taglio. In alcuni casi le geometrie di questi corpi indeformati possono dare indicazioni sui sensi di movimento della zona di taglio associata. Nei gabbri lo sviluppo di superfici di scorrimento interne è molto ridotto ed estremamente localizzato. Anche in corrispondenza di queste superfici, si riconoscono strutture di taglio con geometrie S-C.

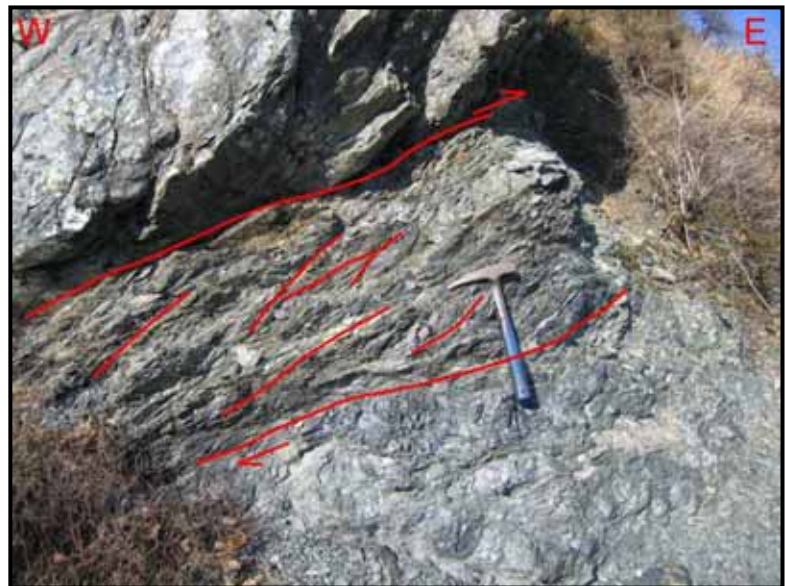


Fig. 3.6.9 – Zona di taglio (D_{OR2}) con geometria S-C sviluppata all'interno di peridotiti, in corrispondenza di un contatto tettonico principale (Loc. P.sso della Mola).

FASE D_{OR3}

Sono riferite a questa blanda fase deformativa (D_{OR3}) pieghe F_{OR3} aperte e concentriche. La geometria di queste pieghe è riferibile alla classe 1c di Ramsay (1967); i fianchi formano angoli compresi tra 60° e 160°. Esse sono caratterizzate da piani assiali sub-verticali e sono, generalmente, prive di asimmetria, così che non è possibile dedurre il senso di trasporto tettonico. Queste pieghe hanno ampie lunghezze d'onda, da metriche ad ettometriche, e direzioni assiali abbastanza disperse, con massimi in direzione N-S (Fig. 3.6.10). A queste strutture è talvolta associato, in zona assiale, un clivaggio di frattura.

Localmente è possibile osservare strutture di interferenza tra le F_{OR3} e le F_{OR2} e/o F_{OR1} (Fig. 3.6.11) di tipo 3, secondo la classificazione di Ramsay (1967).

Non sono mai state osservate chiare ondulazioni all'interno del basamento ofiolitico, ma dato che l'evento deformativo è responsabile di blande ondulazioni che talvolta interessano i contatti tettonici D_{OR2}, è plausibile ritenere che anche il complesso gabbrico abbia subito le stesse deformazioni.

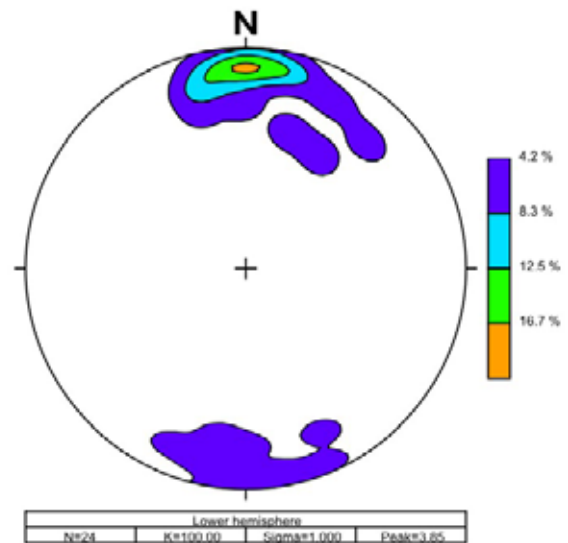


Fig. 3.6.10 – Proiezione stereografica degli assi A_{OR3} nella copertura sedimentaria (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

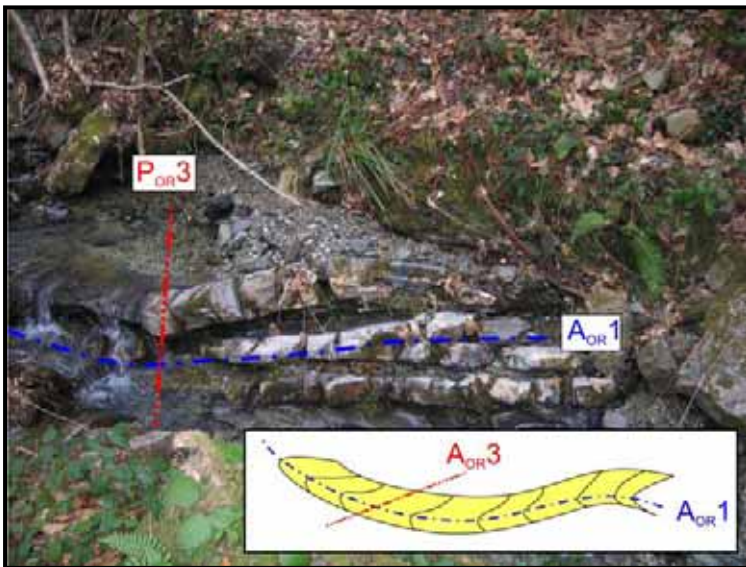


Fig. 3.6.11 – Struttura di interferenza tra una piega di prima fase (F_{OR1}) ed una piega di terza fase (F_{OR3}).

FASE D_{OR4}

L'ultima fase deformativa riconosciuta è associata allo sviluppo di faglie normali ad alto angolo, che smembrano e dislocano l'unità tettonica studiata ed i contatti tra questa e le altre unità tettoniche. I rigetti calcolati possono variare da pochi metri a qualche centinaio di metri. Si riconoscono due *trends* principali di orientazione, disposti a 90° tra loro: NE-SW e NW-SE.

4 QUERCIANELLA-CASTEL SONNINO

La successione ofiolitica affiorante nell'area di Castel Sonnino è stata considerata da Nirta (2006) come appartenente all'Unità Montignoso (Unità Ofiolitica Superiore: Mazzanti, 1966; Unità Ofiolitica delle Argille a Palombini: Costantini et al., 2002). Questa unità tettonica, attribuita al dominio Ligure Interno, è costituita dalla Formazione delle Argille a Palombini, entro la quale sono localmente presenti lembi di successioni ofiolitiche s.s., rappresentate principalmente da masse disarticolate di basamento ofiolitico e/o del relativo complesso vulcano-sedimentario (Fig. 4.1). I contatti tra le Argille a Palombini e la successione ofiolitica sono raramente preservati.

Gli studi condotti per questa ricerca sono stati incentrati esclusivamente sulla successione ofiolitica che affiora lungo la costa, sotto Castel Sonnino (Fig. 4.2).

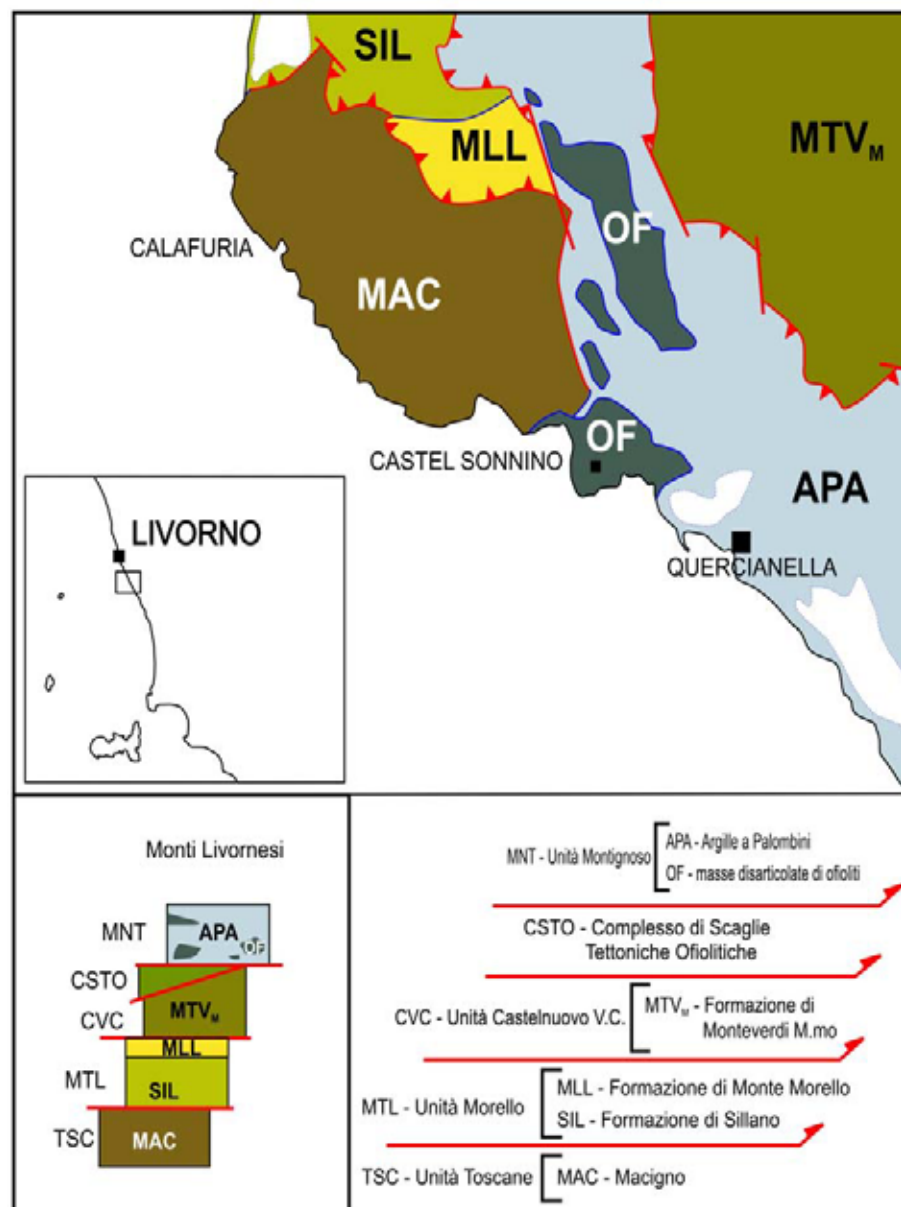
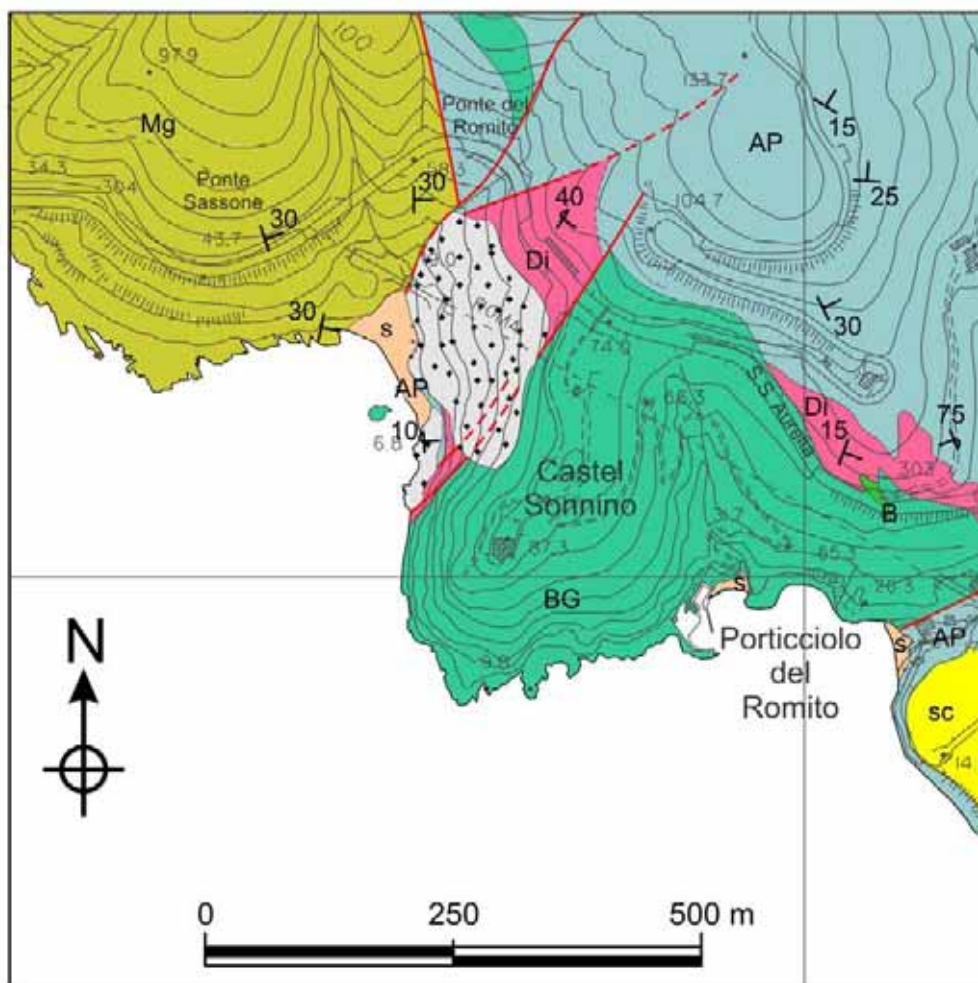


Fig. 4.1 – Schema strutturale delle principali unità tettoniche affioranti nell'area di Quercianella (tratto e modificato da Nirta, 2006).



DEPOSITI RECENTI

	Detrito (Olocene)		Depositi di spiaggia (Olocene)		Depositi di spiaggia cementati (Pleistocene)
--	----------------------	--	-----------------------------------	--	---

DOMINIO LIGURE

	Argille a Palombini (Neocomiano-Albiano)
	Diaspri di Monte Alpe (Batoniano sup.-Kimmeridgiano, inf.)
	Breccie ofiolitiche ad elementi di gabbro B e localmente di basalto (B) (Giurassico Medio?)

FALDA TOSCANA

	Macigno (Oligocene sup.-Miocene inf.)
--	--

SIMBOLI

	giacitura di strato normale		giacitura di strato rovescia
	contatto stratigrafico		faglia normale

Fig. 4.2– Carta geologica dell'area studiata.

4.1 STRATIGRAFIA

La sequenza ofiolitica è rappresentata da una successione, geometricamente rovesciata, costituita da breccie di gabbro sulle quali poggia, mediante l'interposizione di arenarie ofiolitiche, una sequenza ridotta di Diaspri di Monte Alpe ed Argille a Palombini (Fig. 4.1.1). I contatti tra le litologie in oggetto, ben esposti, sono chiaramente stratigrafici.

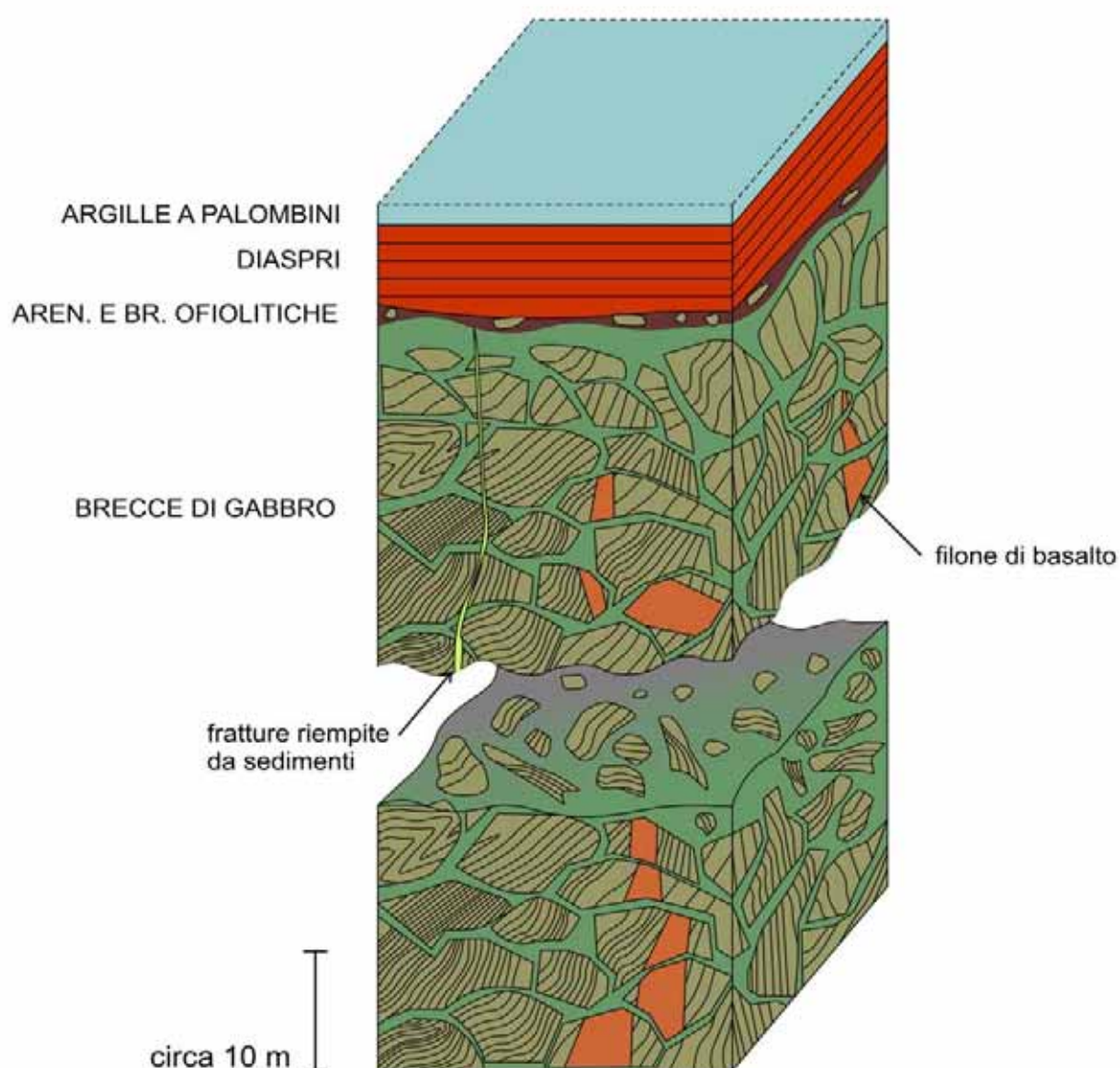


Fig. 4.1.1– Colonna stratigrafica relativa alla successione ofiolitica di Castel Sonnino.

BRECCE DI GABBRO

Sono state denominate dagli autori precedenti Brecce di Monte Zenone, per le strette analogie con le omonime brecce affioranti in Liguria (Abbate et al., 1980b; Bortolotti et al., 1991; Principi et al., 2004 *cum bibl.*). Sono costituite da clasti di dimensioni variabili, da centimetrici a metrici, di gabbri ad ossido di magnesio ed in minor misura di gabbri ad ossidi di ferro e titanio (Abbate et al., 1980b), in una matrice costituita da frammenti millimetrici-submillimetrici di gabbro (Fig. 4.1.2). I clasti di gabbro sono frequentemente caratterizzati da tessiture metamorfiche, con foliazioni milonitiche ben sviluppate, spesso attraversate da filoni di basalto. La presenza di filoni basaltici che attraversano la breccia, riportata in letteratura (Abbate et al., 1980b), non è stata riscontrata nel corso dei rilievi. Localmente i basalti intrusi nei gabbri mostrano chiare evidenze di eventi deformativi fragili, che coinvolgono anche l'incassante. All'interno della successione è caratteristica la presenza anche di elementi di plagiogranito. Sono relativamente frequenti fratture, che attraversano sia i clasti che la matrice, riempite da associazioni mineralogiche di origine idrotermale (es. calcite±epidoto). Una generazione successiva di fratture è riempita invece da materiale di origine sedimentaria. Sia i clasti di gabbro che la matrice sono spesso caratterizzati da una pigmentazione rosso mattone, legata a probabilmente a fenomeni di ematizzazione.



Fig. 4.1.2 – Aspetto tipico delle Brecce di gabbro.

ARENARIE E BRECCE OFIOLITICHE

Rappresentano un livello non uniforme, spesso da 20 a 60 cm, localizzato al tetto delle brecce di gabbro (Fig. 4.1.3). Sono costituite da un'alternanza di livelli silicei rossi, arenarie ofiolitiche e brecce (di origine sedimentaria), con clasti millimetrico-centimetrici di gabbro. Localmente, alla base, possono essere costituite esclusivamente da frammenti di basalti.

DIASPRI DI MONTE ALPE

Sono rappresentati da una successione spessa circa 7-8 m, costituita, partendo dalla base stratigrafica, da 1 m di sedimenti silicei rossi e peliti, seguiti da livelli centimetrici di radiolariti rosse (Fig. 4.1.3 e Fig. 4.1.4). Al tetto (stratigrafico) della successione è conservato il contatto stratigrafico con la soprastante formazione delle Argille a Palombini (Chiari et al., 1999). L'età di questa successione è attribuita da Chiari et al. (1999) al Bathoniano superiore\Calloviano inferiore–Oxfordiano superiore\Kimmeridgiano inferiore.



Fig. 4.1.3 – Contatto stratigrafico tra le arenarie e breccie (ad elementi di gabbro) con i Diaspri di Monte Alpe.

ARGILLE A PALOMBINI

Nella sezione studiata, questa formazione è rappresentata da 50-60 cm di argilliti da verdi a *beige* (Fig. 4.1.4), intercalate alle quali sono presenti anche livelli centimetrici di peliti silicee. Il resto della successione non è affiorante. L'età delle Argille a Palombini in quest'area viene attribuita al Neocomiano-Albiano (Abbate & Sagri, 1970; Andri & Fanucci, 1973; Cobianchi e Villa, 1992), ma è stato segnalato anche il Titonico inferiore (Abbate, 1969).



Fig. 4.1.4 – Contatto stratigrafico tra i Diaspri di Monte Alpe e le Argille a Palombini.

4.2 ANALISI STRUTTURALE

Gli studi strutturali hanno interessato esclusivamente le brecce di gabbro ed in particolare gli aspetti metamorfico-deformativi registrati all'interno dei singoli clasti gabbri, dove sono presenti delle bellissime strutture metamorfiche. L'ottima qualità dell'affioramento ed in particolare delle strutture metamorfiche associate ai clasti gabbri è legata essenzialmente alla presenza di rocce non alterate, pulite dalla continua azione dilavante delle onde del mare.

Integrando l'analisi strutturale sul terreno a quella microstrutturale-petrografica, sono state distinte 3 fasi metamorfico-deformative.

FASE D_{oc1c}

La fase metamorfico-deformativa più antica (D_{oc1c}) riconosciuta all'interno dei campioni analizzati è legata a relitti mineralogico-tessiturali, generalmente trasposti dalla fase deformativa successiva D_{oc2c} . Nella maggior parte dei casi, a questo primo evento metamorfico è associata una foliazione verosimilmente sub-parallela a quella dalla fase successiva (Fig. 4.2.1).

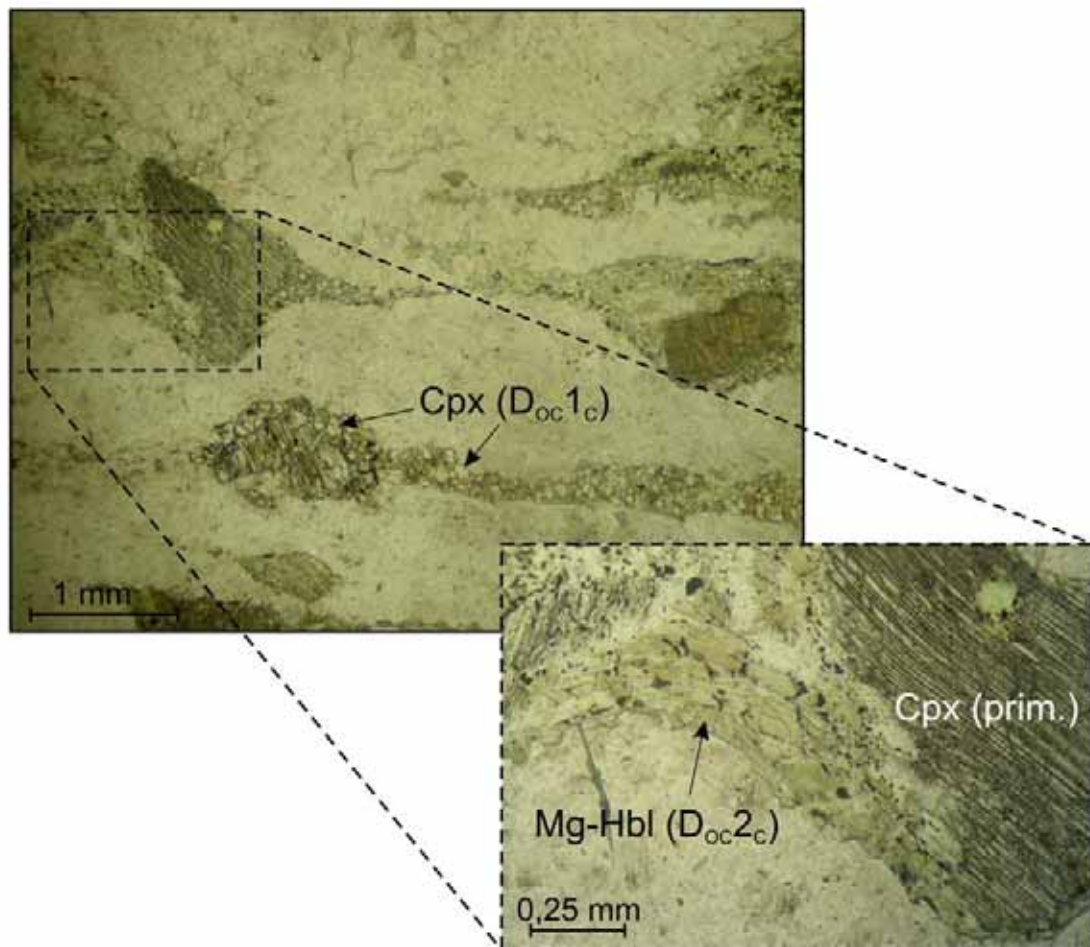


Fig. 4.2.1 – **a:** Tessitura gneissico-occhiadina costituita da aggregati granoblastici di clinopirosseno sin- D_{oc1c} sviluppati intorno a relitti di clinopirosseno magmatico primario. **b:** anfiboli sin- D_{oc2c} , sviluppati nelle code di pressione dei pirosseni magmatici sin- D_{oc1c} (microfoto, nicols \).

E' attribuito alla fase D_{oc1c} lo sviluppo di aggregati di clinopirosseno secondario, con giunzioni triple, che formano code di pressione intorno ai clinopirosseni magmatici primari. Questi aggregati possono formare anche livelli millimetrici continui, che marciano foliazioni S_{oc1c} di tipo gneissico (Fig. 4.2.1). Sono a volte associati ai pirosseni di neoformazione anche piccoli anfiboli rosso-bruni, interstiziali rispetto ai singoli pirosseni di neo-formazione. Nei plagioclasti la deformazione D_{oc1c} determina geminazioni meccaniche e ricristallizzazione,

prevalentemente lungo i bordi dei cristalli, con una progressiva riduzione granulometrica (0,05-0,1 mm) e sviluppo di cristalli di neoformazione.

Nelle code di pressione dei pirosseni magmatici e metamorfici sin- D_{oc1c} , si osserva spesso la blastesi sin-cinematica di anfiboli bruni, che è attribuita generalmente all'inizio della fase metamorfia successiva; può talvolta essere interpretata, dal punto di vista strutturale, come la prosecuzione della stessa fase D_{oc1c} (Fig. 4.2.2).

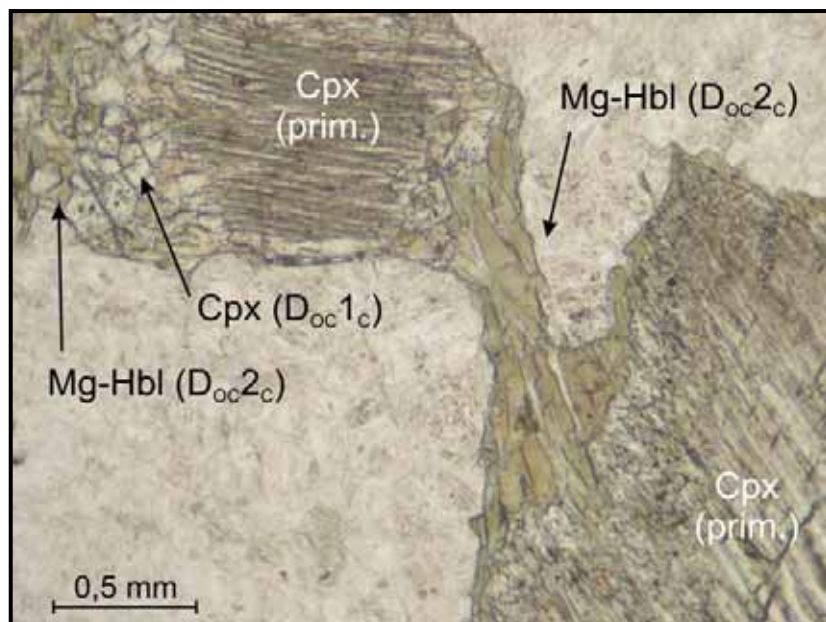


Fig. 4.2.2 – Anfiboli bruni (Mg-orneblenda) sviluppati dinamicamente (D_{oc2c}) intorno a clinopirosseni magmatici e metamorfici sin- D_{oc1c} (microfoto, nicols \\\).

FASE D_{oc2c}

A questa fase metamorfica (D_{oc2c}) è riferita la genesi di zone di taglio duttili, associate ad una foliazione molto pervasiva, spaziata alla scala millimetrica e definita dall'alternanza di livelli bianchi, costituiti da plagioclasio, e livelli scuri, da verdi a neri, costituiti prevalentemente da anfiboli e localmente da ossidi. Gli spessori e le dimensioni delle zone di taglio in esame non sono stimabili esattamente, in quanto queste sono circoscritte ai clasti della breccia di gabbro. Comunque gli spessori minimi sono di pochi centimetri; quelli massimi non superano i 3-4 m (dimensione massima dei clasti di meta-gabbro).

Le zone di taglio sono caratterizzate da gradienti di deformazione, che determinano un progressivo aumento della ricristallizzazione verso i settori centrali della struttura, dove si osserva lo sviluppo di foliazioni sempre più pervasive e finemente spaziate, marcate nei termini estremi da sottili livelli scuri, spessi 1-2 cm, discreti e continui (Fig. 4.2.3), che possono essere seguiti anche per tutta la dimensione dei singoli blocchi della breccia.

Dal punto di vista microstrutturale, nel protolito gabbroico, le zone di taglio D_{oc2c} sono associate a processi di ricristallizzazione sin-cinematica, con sviluppo di foliazioni metamorfiche e di tessiture milonitiche (Passchier & Trouw, 1996). La foliazione è costituita da alternanze di livelli granoblastici a plagioclasio e di livelli lepidoblastici ad anfibolo, associato frequentemente a titanite. Nei livelli maggiormente deformati, localmente, è caratteristica l'abbondanza di ossidi, che contribuiscono a conferire il colore scuro alle bande

ultramylonitiche tipiche di questi *fabrics*, specialmente nei litotipi gabbri ricchi in ossidi di ferro e titanio. La foliazione in questi ultimi livelli è marcata dall'allungamento dei porfiroclasti\blasti di anfibolo ($\leq 0,05$ mm), che risultano immersi in una matrice irrisolvibile di plagioclasio ed ossidi. Talvolta sono presenti anche cristalli di anfibolo e/o pirosseno di dimensioni maggiori (fino a 0,1-0,2 mm), dai bordi arrotondati, allineati lungo la direzione della foliazione o ruotati all'interno di essa. La transizione dai termini mylonitici verso quelli ultramylonitici può essere sia netta, che graduale. Associate alle strutture di taglio descritte, possono essere presenti strutture S-C e pieghe intrafoliari.

Talora all'interno dei meta-gabbri mylonitici, la ricristallizzazione metamorfica può preservare porfiroclasti di pirosseno primario, spesso sostituiti da anfiboli bruni. La sostituzione inizia dalle zone periferiche verso quelle centrali del minerale. La prima fase mineralogica che compare è rappresentata da anfibolo bruno; segue quindi la blastesi sin-cinematica, nelle code di pressione dei minerali relitti, di anfiboli analoghi, che nelle zone più esterne sfumano in anfiboli da verdi ad incolore (Fig. 4.2.4). Questi ultimi sono poi sostituiti staticamente da anfiboli di colore verde-blu (da actinolite ad orneblenda: Riccardi, 1994). La



Fig. 4.2.3 – Meta-gabbro mylonitico con gradiente di deformazione accentuato. La porzione centrale più scura rappresenta il termine estremo della deformazione.

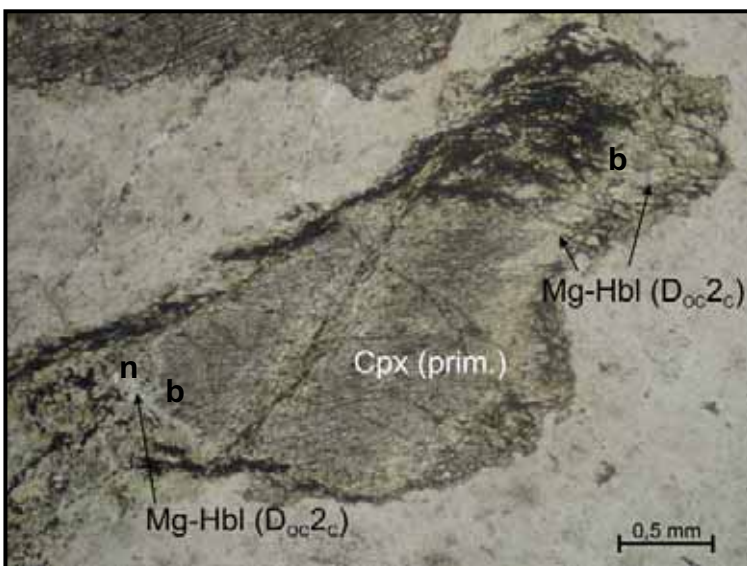


Fig. 4.2.4 – Mg-orneblende (sin-D_{0c}2_c) da brune (b) ad incolore (n) sviluppate dinamicamente intorno ad un clinopirosseno primario (microfoto, nicols \).

dimensione degli anfiboli sin-cinematici varia da 0,2 mm ad 1,5-2 mm. La loro composizione, analoga a quella dei minerali pseudomorfi, risulta prevalentemente Mg-orneblenda. I plagioclasii, quando sono preservati, mostrano deformazioni interne, geminazioni meccaniche, riduzione dimensionale e ricristallizzazione sin-cinematica. La dimensione degli elementi ricristallizzati può variare da 0,2 mm ad 1 mm. Le analisi chimiche hanno fornito tenori in calcio abbastanza bassi (An₂₉₋₃₁). Frequentemente i plagioclasii sono sostituiti da aggregati finissimi di

albite e sericite, durante successivi eventi di riequilibrio metamorfica.

Alla fase deformativa D_{Oc2C} è associata anche la cristallizzazione sin-cinematica di serpentino e clorite (Fig. 4.2.5). Inizia probabilmente durante l'evento M_{Oc2C} anche la reazione tra olivina e plagioclasio, che determina la caratteristica tessitura coronitica all'interfaccia tra i due minerali (Messiga & Tribuzio, 1991 *cum bibl.*). In alcuni casi, infatti, le stesse tessiture coronitiche sembrano aver avuto uno sviluppo sincrono rispetto alla deformazione D_{Oc2C} .

La fase D_{Oc2C} è responsabile della deformazione, spesso chiaramente traspositiva, dei contatti tra gabbri ad ossidi di Fe e filoni dioritici, intrusi negli stessi (Fig. 4.2.6).

La fase D_{Oc2C} è precedente all'intrusione dei filoni di basalto (si possono osservare infatti dicchi di basalto tagliare la foliazione metamorfica associata a questa fase).

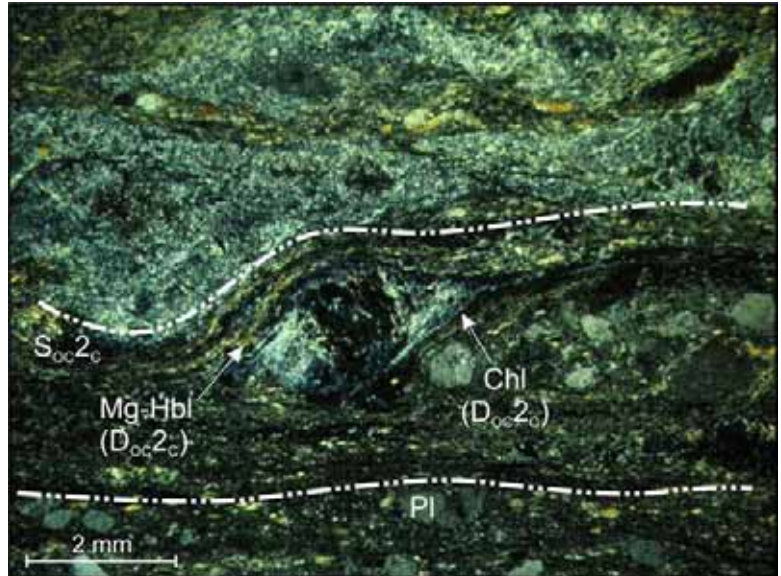


Fig. 4.2.5 – Sviluppo sin-cinematico di Mg-orneblenda e clorite in una zona di taglio sin- D_{Oc2C} (microfoto, nicols +).

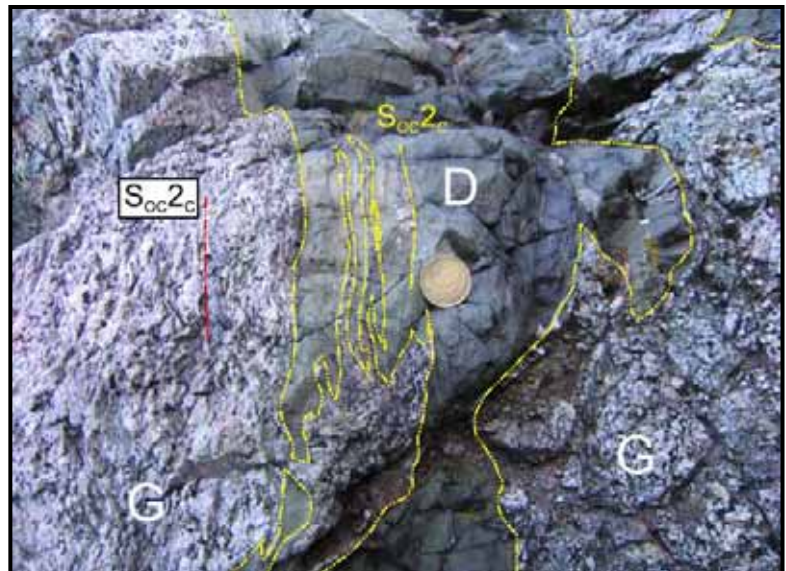


Fig. 4.2.6 – Contatto, trasposto tettonicamente dalla fase D_{Oc2C} , tra il gabbro ed un filone dioritico.

FASE D_{oc3c}

La fase deformativa D_{oc3c} è responsabile dello sviluppo di micro-pieghe, crenulazioni e micro-faglie (Fig. 4.2.7). La fase D_{oc3c} non determina generalmente foliazioni metamorfiche, ma piuttosto clivaggi di crenulazione zonali, raramente discreti (Passchier & Trouw, 1996). La ricristallizzazione sin-cinematica si verifica sporadicamente e può avvenire in corrispondenza delle rare crenulazioni discrete (Fig. 4.2.8) o, più frequentemente, lungo i piani di taglio o lungo le “micro-faglie”, associate a questo evento. Di rado, in corrispondenza di queste strutture, si assiste alla ricristallizzazione di piccoli cristalli di anfibolo, da incolori a verdi chiari, debolmente pleocroici. Le analisi sugli stessi minerali hanno rivelato composizioni variabili da actinolitiche a tremoliteche. Per i plagioclasi si ottengono bassi tenori in calcio (An_{25}).

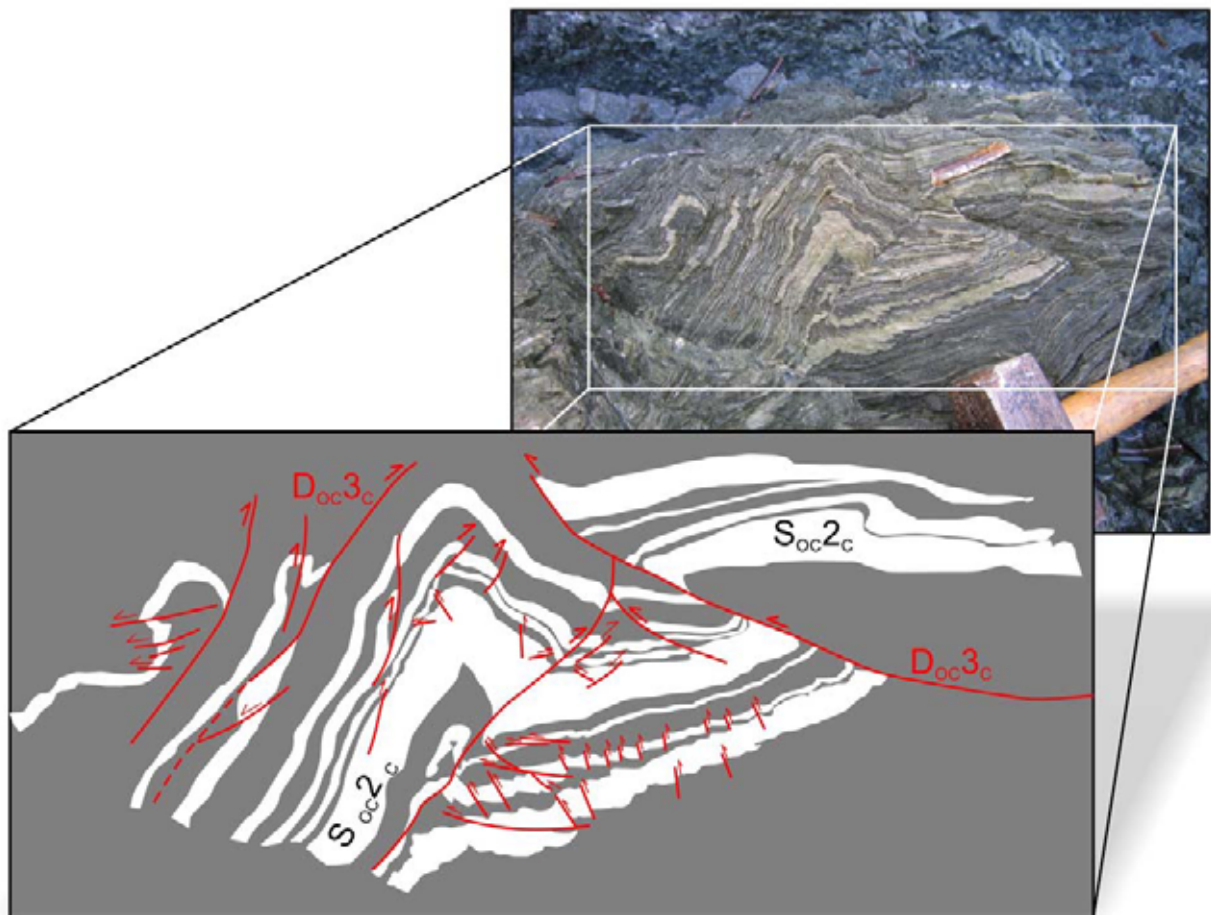


Fig. 4.2.7 – Deformazione D_{oc3c} all'interno di meta-gabbri anfibolitici. La deformazione progressiva associata all'evento D_{oc3c} determina lo sviluppo di una struttura con una geometria assimilabile ad un “micro-thrust”.

Non sono mai state osservate relazioni dirette tra la fase deformativa D_{oc3c} e le ricristallizzazioni statiche, che localmente determinano la pseudomorfosi completa su minerali magmatici primari di aggregati fibroso-raggiati di anfiboli aciculari, da verdi ad incolori, con pleocroismo basso o assente.

L'inizio di una fase cataclastica è associata, probabilmente, agli istanti finali della fase D_{Oc3c} . Si osserva infatti che l'evoluzione delle deformazioni D_{Oc3c} determina, in alcuni volumi di roccia, tessiture cataclastiche, interpretabili come la prosecuzione in contesto fragile di deformazioni iniziate in regime duttile o duttile\fragile.

Nei pochi casi osservati sul terreno, l'intrusione dei filoni basaltici risulta successiva alla fase D_{Oc3c} : alcuni filoni tagliano infatti le strutture di questa fase e non risultano deformati da quest'ultime (Fig. 4.2.9).

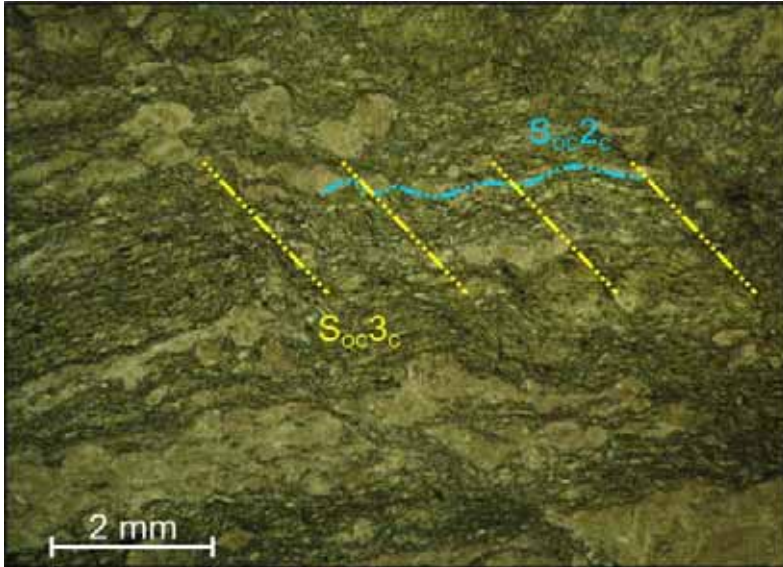


Fig. 4.2.8 – Foliazione S_{Oc2c} crenulata dalla fase D_{Oc3c} (microfoto, *nicols *).

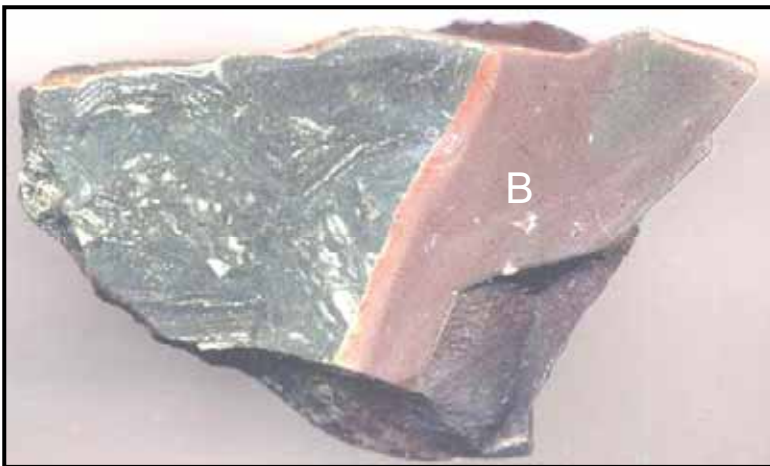


Fig. 4.2.9 – Meta-gabbro con tessitura cataclastica, associata alla deformazione D_{Oc3c} , attraversato da un filone di basalto (B).

EVENTO POST- D_{Oc3c}

L'ultimo evento metamorfico che è possibile riconoscere nelle breccie di gabbro consiste in una ricristallizzazione statica, che interessa indistintamente i clasti e la matrice della breccia; non si riscontrano fenomeni analoghi, invece, all'interno della sovrastante successione sedimentaria.

La paragenesi statica post- D_{Oc3c} comprende: albite, epidoto, clorite, sericite, actinolite, prehnite, pumpellyite, calcite e minerali opachi. Le vene di origine idrotermale, che attraversano la matrice ed i clasti, contengono l'associazione: calcite \pm prehnite \pm epidoto \pm albite.

4.3 ANALISI CHIMICHE

Pirosseni

I pirosseni magmatici hanno una composizione da augitica a diopsidica (Fig. 4.3.1); i relitti di pirosseni neoblastici sin-D_{OC}1_C hanno esclusivamente una composizione diopsidica (Fig. 4.3.2); rispetto ai clinopirosseni magmatici primari, quelli sin-D_{OC}1_C hanno un contenuto in Al₂O₃ più basso ed un maggiore tenore in CaO.

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab. 4.3.1a-b; il numero di ioni è stato ottenuto assumendo 6 ossigeni e 4 cationi per unità di formula.

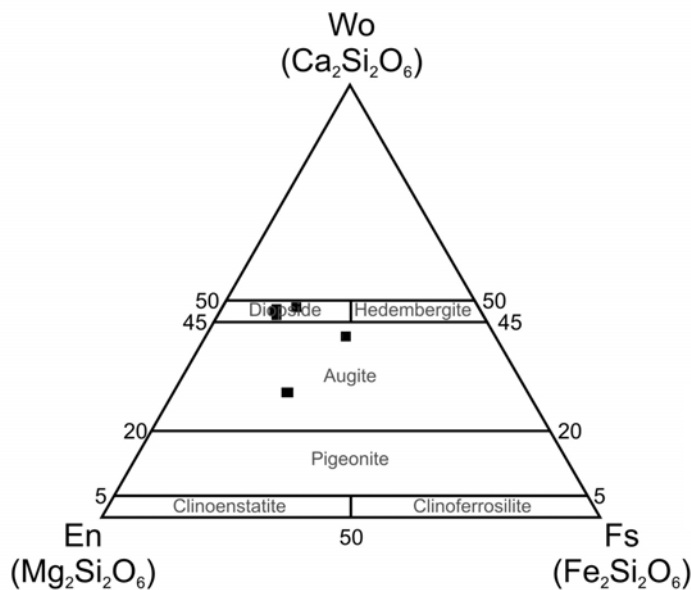


Fig. 4.3.1 – Composizione dei clinopirosseni magmatici. Classificazione secondo Morimoto et al. (1988).

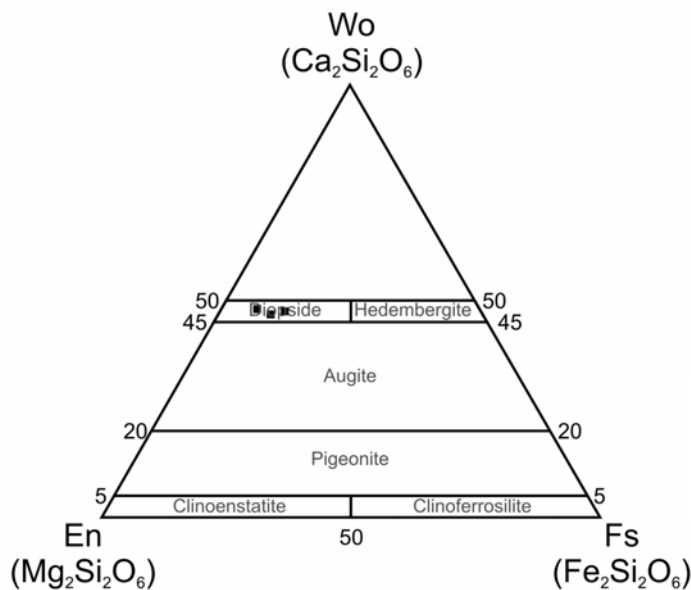


Fig. 4.3.2 – Composizione dei clinopirosseni metamorfici. Classificazione secondo Morimoto et al. (1988).

Tab. 4.3.1a

Campione	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10
Punto	2A	4A	6A	5F	3A
MET(D _{OC} 1 _C)\PRIM.	Primario	Primario	Primario	Primario	Primario
Ossidi (%)					
SiO ₂	53,45	49,53	53,93	52,85	53,32
Al ₂ O ₃	0,85	5,55	0,41	1,89	3,29
FeO	10,14	12,43	9,25	7,09	2,93
TiO ₂	0,24	1,09	0,02	0,66	0,42
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,00	0,02	1,01
MnO	0,34	0,20	0,18	0,18	0,12
MgO	13,35	14,94	13,15	14,59	16,66
CaO	21,72	12,42	24,36	22,90	23,15
Na ₂ O	0,48	1,49	0,27	0,40	0,52
K ₂ O	0,00	0,11	0,00	0,02	0,02
Totale	100,65	97,77	101,56	100,62	101,45
Cationi					
Si	1,99	1,87	1,99	1,94	1,91
Al ^{IV}	0,01	0,13	0,01	0,06	0,09
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,02	0,12	0,01	0,03	0,05
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01
Mg	0,74	0,84	0,72	0,80	0,89
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe ²⁺	0,23	0,01	0,27	0,15	0,02
sum M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Na	0,03	0,11	0,02	0,03	0,04
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,87	0,50	0,96	0,90	0,89
Fe ²⁺	0,09	0,38	0,01	0,06	0,07
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	6,00	5,97	5,99	5,99	5,99
Q	1,92	1,74	1,97	1,92	1,87
J	0,07	0,22	0,04	0,06	0,07
Wo	44,79	28,82	48,68	46,83	47,51
En	38,33	48,27	36,58	41,55	47,60
Fs	16,89	22,91	14,74	11,62	4,89
NOME	Augite	Augite	Diopside	Diopside	Diopside

Tab. 4.3.1b

Campione	CS10	CS10	CS10
Punto	5G	5E	6AA
MET(D _{OC} 1 _C)\PRIM.	D _{OC} 1 _C	D _{OC} 1 _C	D _{OC} 1 _C
Ossidi (%)			
SiO ₂	54,49	54,79	54,20
Al ₂ O ₃	0,43	0,25	1,73
FeO	6,93	6,85	4,32
TiO ₂	0,11	0,07	0,23
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,72
MnO	0,26	0,29	0,05
MgO	14,71	15,02	16,50
CaO	24,26	24,41	22,63
Na ₂ O	0,23	0,22	0,52
K ₂ O	0,02	0,01	0,00
Totale	101,45	101,92	100,82
Cationi			
Si	1,99	1,99	1,96
Al ^{IV}	0,01	0,01	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00
sum T	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,01	0,00	0,03
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01
Mg	0,80	0,81	0,89
Cr	0,00	0,00	0,02
Fe ²⁺	0,19	0,18	0,05
sum M1	1,00	1,00	1,00
Na	0,02	0,02	0,04
Mn	0,01	0,01	0,00
Ca	0,95	0,95	0,88
Fe ²⁺	0,03	0,03	0,08
Mg	0,00	0,00	0,00
sum M2	1,00	1,00	1,00
M1+M2	2,00	2,00	2,00
O	5,99	5,99	6,00
Q	1,96	1,97	1,90
J	0,03	0,03	0,07
Wo	48,18	47,96	46,16
En	40,67	41,08	46,86
Fs	11,15	10,97	6,98
NOME	Diopside	Diopside	Diopside

Plagioclasì

Sono state eseguite analisi su plagioclasì associate alle diverse fasi deformative riconosciute. Le analisi non hanno dato però esiti soddisfacenti. La trasformazione in aggregati di albite-sericite, sia dei plagioclasì primari che di quelli ricristallizzati durante le fasi metamorfico-deformative (D_{OC1C} , D_{OC2C} e D_{OC3C}), ha obliterato quasi completamente le caratteristiche composizionali originarie (le analisi su questi minerali sono contraddistinte in tabella con il simbolo "?"). In corrispondenza di pochi porfiroblasti, associati, dal punto di vista strutturale, alle fasi D_{OC2C} (Fig. 4.3.3a) sono stati determinati tenori in anortite compresi tra An_{29} - An_{31} . Mentre per quelli associati alla fase D_{OC3C} (Fig. 4.3.3b) sono stati determinati tenori in anortite compresi tra An_{24} - An_{25} .

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab. 4.3.2a-b. I ricalcoli sono stati effettuati assumendo 8 ossigeni per unità di formula.

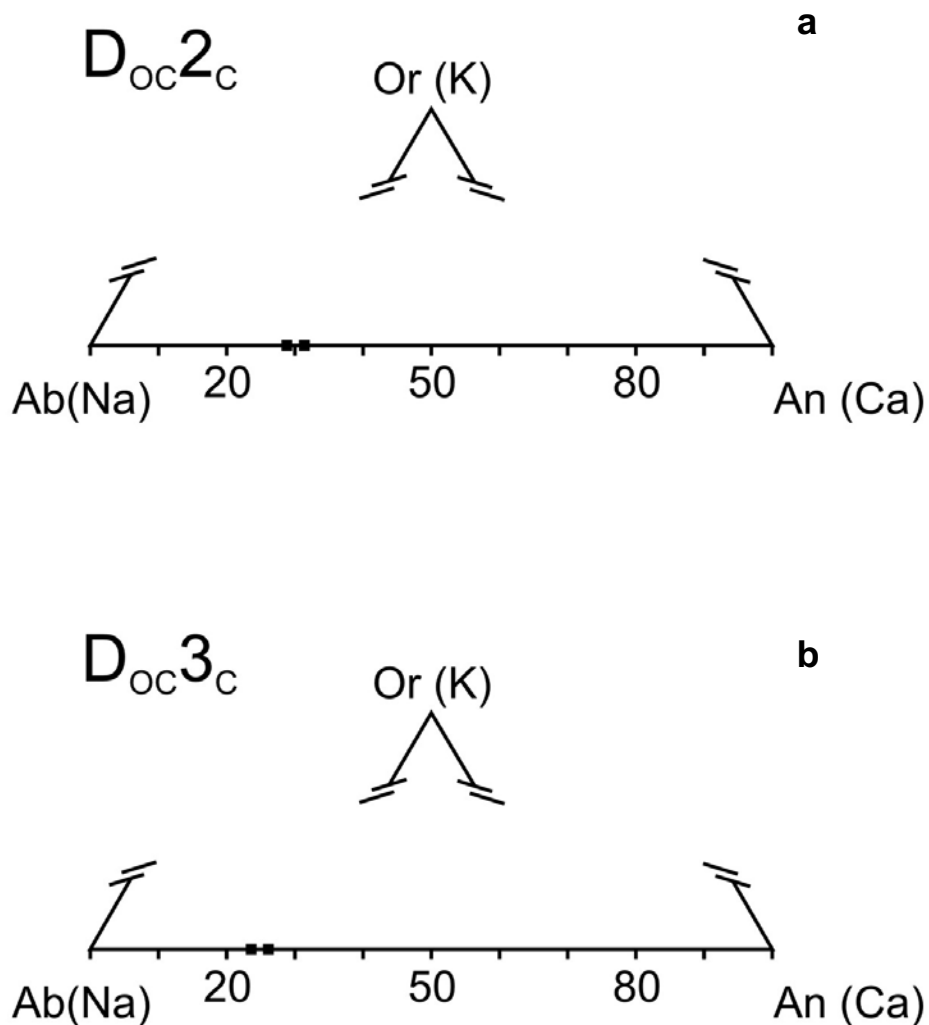


Fig. 4.3.3 – Composizione dei plagioclasì in relazione alla fase metamorfico/deformativa.

Tab. 4.3.2a

Campione	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF	CS10	CS10	CS10	CS10
Punto	3E	3EE	1C	1C	1C	1D	2C	5C
FASE MET.	D _{oc3c}	D _{oc3c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	?	?	?	?
Ossidi (%)								
SiO ₂	63,43	63,88	62,31	60,28	69,71	67,90	68,37	69,08
Al ₂ O ₃	24,09	24,12	25,50	24,04	20,12	20,79	20,94	20,66
FeO	0,01	0,19	0,16	0,73	0,08	0,06	0,08	0,00
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,05	0,07	0,04	0,00	0,09	0,00
MgO	0,01	0,03	0,00	0,59	0,00	0,02	0,00	0,01
CaO	5,35	5,11	6,62	6,05	0,27	1,38	1,03	1,12
Na ₂ O	8,59	8,69	7,99	7,55	11,43	10,55	11,09	11,13
K ₂ O	0,06	0,00	0,04	0,80	0,03	0,04	0,16	0,05
Totale	101,58	102,04	102,68	100,15	101,74	100,77	101,77	102,05
Cationi								
Si	2,76	2,77	2,70	2,71	2,99	2,95	2,94	2,96
Al	1,24	1,23	1,30	1,27	1,02	1,06	1,06	1,04
Fe	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
T	4,00	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,00
Ca	0,25	0,24	0,31	0,29	0,01	0,06	0,05	0,05
Na	0,73	0,73	0,67	0,66	0,95	0,89	0,93	0,92
K	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00
Y	0,98	0,97	0,98	0,99	0,96	0,95	0,98	0,98
T+Y	4,98	4,98	4,99	5,00	4,98	4,97	4,99	4,98
An	25,53	24,52	31,32	29,28	1,29	6,73	4,83	5,26
Ab	74,15	75,48	68,44	66,10	98,52	93,02	94,26	94,49
Or	0,32	0,00	0,23	4,62	0,19	0,25	0,91	0,25

Tab. 4.3.2b

Campione	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10	CSANF	CSANF
Punto	5D	6C	7B	8A	8B	2C	2C
FASE MET.	?	?	?	?	?	?	?
Ossidi (%)							
SiO ₂	69,56	69,05	62,38	69,71	70,29	69,50	69,74
Al ₂ O ₃	20,15	20,98	19,80	19,89	20,14	19,85	20,05
FeO	0,11	0,02	3,05	0,14	0,17	0,06	0,00
TiO ₂	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,07	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00
MnO	0,00	0,08	0,06	0,05	0,00	0,01	0,02
MgO	0,00	0,03	4,07	0,01	0,03	0,04	0,02
CaO	0,38	0,86	0,31	0,24	0,25	0,08	0,13
Na ₂ O	11,26	10,95	9,34	11,22	11,60	11,50	11,64
K ₂ O	0,04	0,00	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03
Totale	101,52	102,06	99,15	101,33	102,50	101,12	101,67
Cationi							
Si	2,99	2,96	2,89	3,00	2,99	3,00	2,99
Al	1,02	1,06	1,08	1,01	1,01	1,01	1,01
Fe	0,00	0,00	0,12	0,01	0,01	0,00	0,00
T	4,01	4,02	4,09	4,01	4,01	4,01	4,01
Ca	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,94	0,91	0,84	0,94	0,96	0,96	0,97
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,96	0,95	0,86	0,95	0,97	0,97	0,98
T+Y	4,97	4,97	4,95	4,96	4,98	4,98	4,98
An	1,83	4,16	1,79	1,17	1,15	0,38	0,63
Ab	97,96	95,83	97,57	98,72	98,76	99,43	99,19
Or	0,22	0,01	0,64	0,12	0,09	0,19	0,18

Anfiboli

Le analisi sono state eseguite su siti associati alle fasi D_{oc2c} e D_{oc3c} . Non sono stati individuati, infatti, anfiboli relativi alla prima fase, che non avessero subito una ricristallizzazione, statica o dinamica, post- D_{oc1c} . Gli anfiboli bruni correlati alla fase D_{oc2c} risultano tutti Mg-orneblenda, mentre quelli da verdi ad incolori sono Mg-orneblenda, actinolite e tremolite (Fig. 4.3.4). Nelle Mg-orneblende sin- D_{oc2c} , si osserva tra la parte centrale, di colore marrone, e le zone periferiche, rappresentate dalle code di pressione da verdi ad incolori, un progressivo decremento del contenuto in Al_2O_3 e Na_2O (Fig. 4.3.5a), analogamente al tenore in TiO_2 (Fig. 4.3.5b). Il contenuto in Ti associato alle Mg-orneblende brune risulta essere compreso tra 0,1-0,2 apuf, rispetto a valori inferiori a 0,1 apuf, nelle orneblende verdi-incolori. Gli anfiboli verdi-incolori, attribuiti alla fase D_{oc3c} , risultano essere tremolite ed actinolite con $Si > 7,5$ apuf e $(Na+K) < 0,1$ apuf.

La formula degli anfiboli è stata ricalcolata assumendo un numero totale di cationi (ad eccezione di Ca, Na, K) pari a 13 per unità di formula anidra. I nomi sono stati attribuiti utilizzando la classificazione di Leake et al. (1997).

Il dettaglio delle analisi è riportato nelle Tab. 4.3.3a-c (sigle da Kretz, 1983).

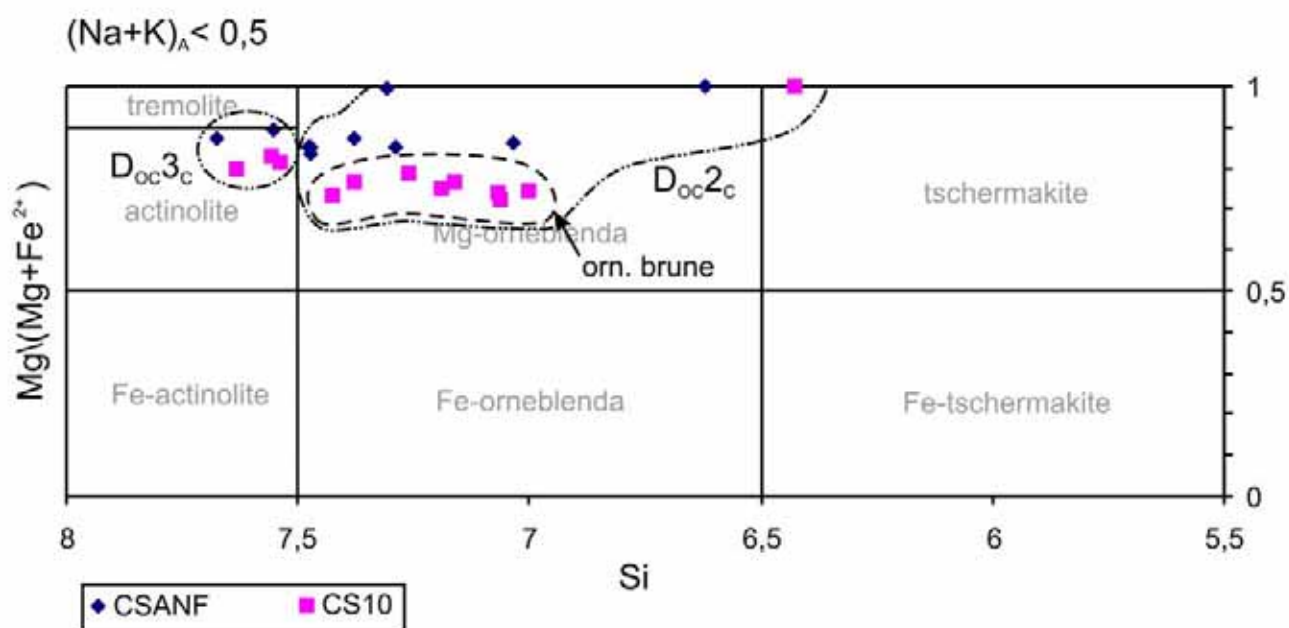


Fig. 4.3.4 – Composizione degli anfiboli calcici secondo Leake et al., 1997.

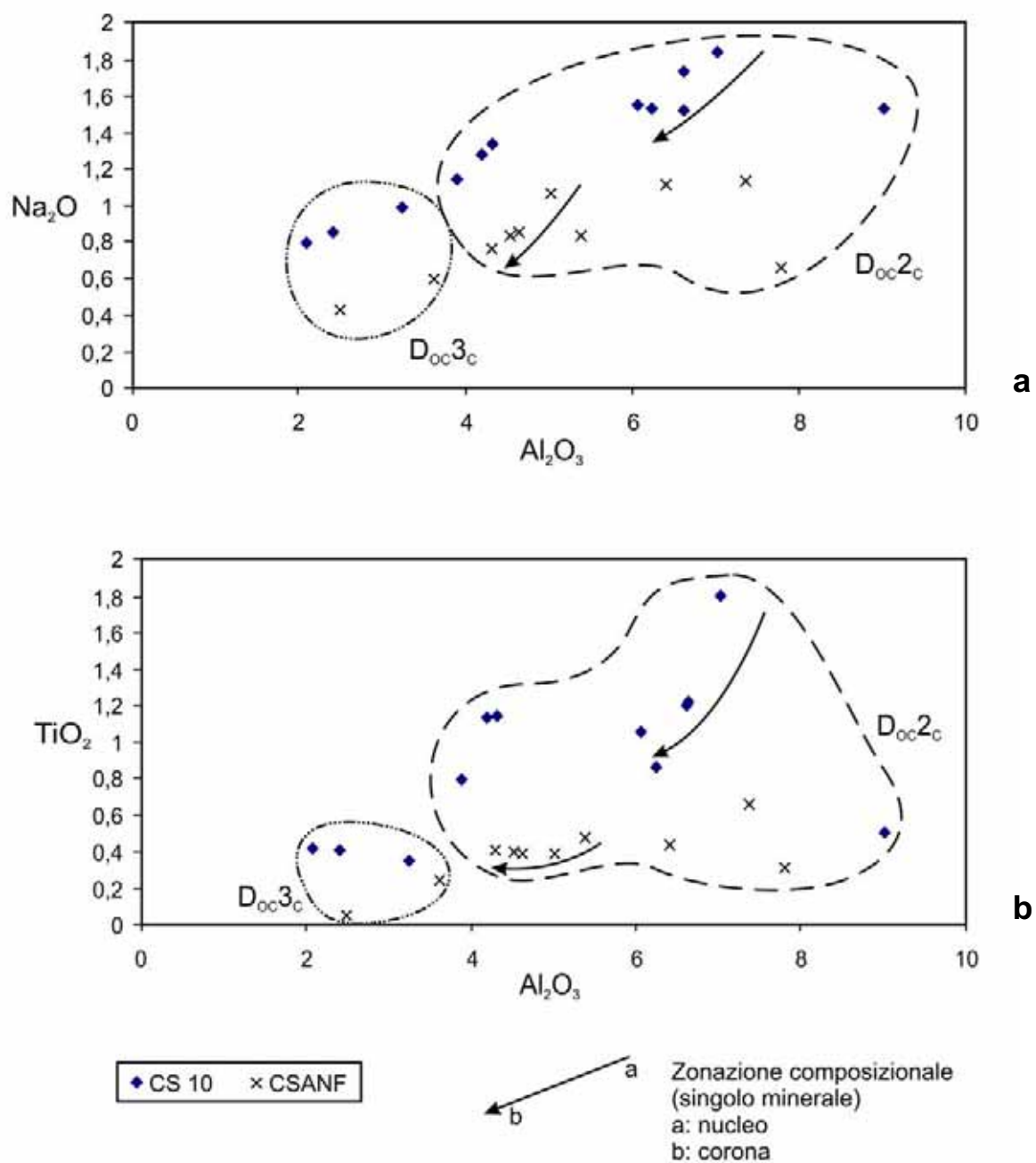


Fig. 4.3.5 – Variazioni composizionali di Na_2O vs Al_2O_3 (**a**) e TiO_2 vs Al_2O_3 (**b**) per anfiboli metamorfici.

Tab. 4.3.3a

Campione	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF	CSANF
Punto	1A	1B	2A	2AA	2B	2BB	3A	3B
FASE MET.	D _{oc3c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc3c}	D _{oc2c}
Ossidi (%)								
SiO ₂	55,48	53,48	53,11	50,44	52,60	50,18	55,16	48,43
Al ₂ O ₃	2,50	5,02	4,53	4,30	6,40	7,38	3,62	7,80
FeO	7,42	5,77	7,28	6,26	7,68	8,20	6,36	7,07
TiO ₂	0,05	0,40	0,40	0,41	0,43	0,65	0,25	0,31
Cr ₂ O ₃	0,08	0,69	0,27	0,52	0,33	0,59	1,06	0,77
MnO	0,08	0,11	0,00	0,10	0,15	0,13	0,16	0,42
MgO	19,57	20,11	18,32	17,50	17,80	17,40	19,47	20,39
CaO	12,93	11,95	12,45	12,47	12,46	12,71	12,73	9,53
Na ₂ O	0,43	1,06	0,83	0,75	1,11	1,13	0,59	0,65
K ₂ O	0,03	0,01	0,06	0,04	0,08	0,02	0,00	0,06
Totale	98,57	98,61	97,24	92,79	99,05	98,38	99,41	95,43
Cationi								
Si	7,67	7,31	7,48	7,47	7,29	7,03	7,55	6,62
Al ^{IV}	0,33	0,69	0,52	0,53	0,71	0,97	0,45	1,26
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,87
Al ^{VI}	0,08	0,12	0,23	0,22	0,33	0,25	0,14	0,00
Ti	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07	0,03	0,03
Cr	0,01	0,07	0,03	0,06	0,04	0,06	0,12	0,08
Fe ³⁺	0,27	0,64	0,19	0,00	0,24	0,38	0,25	0,81
Fe ²⁺	0,59	0,02	0,67	0,78	0,65	0,58	0,48	0,00
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05
Mg	4,04	4,10	3,84	3,87	3,68	3,64	3,97	4,15
C	5,00	5,00	5,00	4,98	5,00	5,00	5,00	5,13
Ca	1,92	1,75	1,88	1,98	1,85	1,91	1,87	1,40
Na	0,08	0,25	0,12	0,02	0,15	0,09	0,13	0,17
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,57
Na	0,03	0,03	0,10	0,20	0,15	0,22	0,02	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
A	0,04	0,03	0,11	0,20	0,16	0,22	0,02	0,01
Totale	15,04	15,03	15,11	15,19	15,16	15,22	15,02	14,58
NOME	Act	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act-Tr	Mg-Hbl

Tab. 4.3.3b

Campione	CSANF	CSANF	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10
Punto	3C	3D	1A	1B	1BB	2B	4B
FASE MET.	D _{OC2C}	D _{OC2C}	D _{OC2C}	D _{OC3C}	D _{OC2C}	D _{OC2C}	D _{OC2C}
Ossidi (%)							
SiO ₂	53,05	54,04	51,75	53,27	45,27	51,14	49,26
Al ₂ O ₃	5,39	4,64	4,19	3,24	9,02	4,32	6,62
FeO	6,90	7,18	12,76	11,81	15,05	14,65	13,31
TiO ₂	0,47	0,39	1,13	0,35	0,51	1,15	1,20
Cr ₂ O ₃	0,14	0,17	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
MnO	0,02	0,09	0,27	0,22	0,24	0,11	0,24
MgO	18,65	18,79	15,27	16,39	15,09	14,81	14,32
CaO	12,64	12,85	11,11	11,30	9,26	10,66	11,65
Na ₂ O	0,83	0,85	1,28	0,98	1,53	1,34	1,74
K ₂ O	0,05	0,03	0,14	0,05	0,15	0,07	0,09
Totale	98,14	99,02	97,90	97,65	96,11	98,27	98,44
Cationi							
Si	7,38	7,47	7,38	7,54	6,43	7,26	7,06
Al ^{IV}	0,62	0,53	0,62	0,46	1,51	0,72	0,94
T	8,00	8,00	8,00	8,00	7,94	7,98	8,00
Al ^{VI}	0,26	0,23	0,08	0,08	0,00	0,00	0,18
Ti	0,05	0,04	0,12	0,04	0,05	0,12	0,13
Cr	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,25	0,16	0,53	0,60	1,79	0,88	0,41
Fe ²⁺	0,56	0,67	0,99	0,79	0,00	0,86	1,18
Mn	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
Mg	3,87	3,87	3,25	3,46	3,19	3,14	3,06
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,06	5,02	5,00
Ca	1,88	1,90	1,70	1,71	1,41	1,62	1,79
Na	0,12	0,10	0,30	0,27	0,42	0,37	0,21
B	2,00	2,00	2,00	1,98	1,83	1,99	2,00
Na	0,11	0,13	0,05	0,00	0,00	0,00	0,27
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
A	0,12	0,14	0,08	0,01	0,03	0,01	0,29
Totale	15,12	15,14	15,08	14,99	14,86	15,00	15,29
NOME	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Ts	Mg-Hbl	Mg-Hbl

Tab. 4.3.3c

Campione	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10	CS10
Punto	5A	5B	6B	7A	8C	8D	4D
FASE MET.	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc2c}	D _{oc3c}	D _{oc3c}	D _{oc2c}
Ossidi (%)							
SiO ₂	50,11	50,57	52,28	48,79	53,79	53,79	49,32
Al ₂ O ₃	6,24	6,05	3,89	7,03	2,42	2,10	6,63
FeO	11,61	12,01	13,48	12,18	12,97	12,98	12,85
TiO ₂	0,86	1,06	0,79	1,80	0,41	0,42	1,22
Cr ₂ O ₃	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05
MnO	0,23	0,22	0,25	0,20	0,18	0,30	0,18
MgO	15,40	15,19	15,13	14,63	16,48	16,06	14,58
CaO	11,75	11,70	11,63	11,38	11,08	11,18	11,63
Na ₂ O	1,53	1,55	1,14	1,84	0,85	0,79	1,53
K ₂ O	0,18	0,14	0,10	0,19	0,04	0,04	0,15
Totale	97,90	98,55	98,69	98,06	98,23	97,67	98,13
Cationi							
Si	7,16	7,19	7,43	7,00	7,56	7,63	7,07
Al ^{IV}	0,84	0,81	0,57	1,00	0,40	0,35	0,93
T	8,00	8,00	8,00	8,00	7,96	7,98	8,00
Al ^{VI}	0,21	0,21	0,08	0,19	0,00	0,00	0,19
Ti	0,09	0,11	0,08	0,19	0,04	0,04	0,13
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,39	0,35	0,45	0,38	0,82	0,67	0,45
Fe ²⁺	1,00	1,08	1,15	1,09	0,70	0,87	1,09
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02
Mg	3,28	3,22	3,20	3,13	3,45	3,40	3,11
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,04	5,02	5,00
Ca	1,80	1,78	1,77	1,75	1,67	1,70	1,79
Na	0,20	0,22	0,23	0,25	0,23	0,22	0,21
B	2,00	2,00	2,00	2,00	1,90	1,92	2,00
Na	0,22	0,21	0,09	0,26	0,00	0,00	0,21
K	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03
A	0,26	0,23	0,10	0,30	0,01	0,01	0,24
Totale	15,26	15,23	15,10	15,30	14,91	14,92	15,24
NOME	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Act	Mg-Hbl

5 PUNTA FETOVAIA (ISOLA D'ELBA-LI)

L'area di studio è localizzata nella penisola di Punta Fetovaia, situata nella parte occidentale dell'Isola d'Elba (LI), lungo il versante meridionale del Monte Capanne (Fig. 5.1). La successione di Punta Fetovaia appartiene a quell'insieme di rocce, di natura ofiolitica, che costituisce l'aureola termometamorfica dell'intrusione magmatica terziaria del Monte Capanne (8,4-6,9 Ma: Dini et al., 2002 *cum bibl.*). Solo nelle vicinanze dell'area indagata, presso di Punta le Tombe, è presente anche una successione costituita da un *flysch* di età paleocenica?-eocenica (Perrin, 1975 *cum bibl.*) che appartiene, tuttavia, ad un'unità tettonica distinta (Unità di Punta le Tombe) rispetto alla sottostante successione ofiolitica di Punta Fetovaia (Unità di Punta Fetovaia) (Fig. 5.2). Il *flysch* in oggetto poggia, mediante l'interposizione di brecce sedimentarie (ad elementi prevalentemente ofiolitici), sopra delle serpentiniti, che ne rappresentano verosimilmente l'originario substrato. Il contatto tra questa sequenza e la sottostante successione ofiolitica di Punta Fetovaia è chiaramente di natura tettonica ed è marcato da una superficie di faglia a basso angolo (Fig. 5.2).

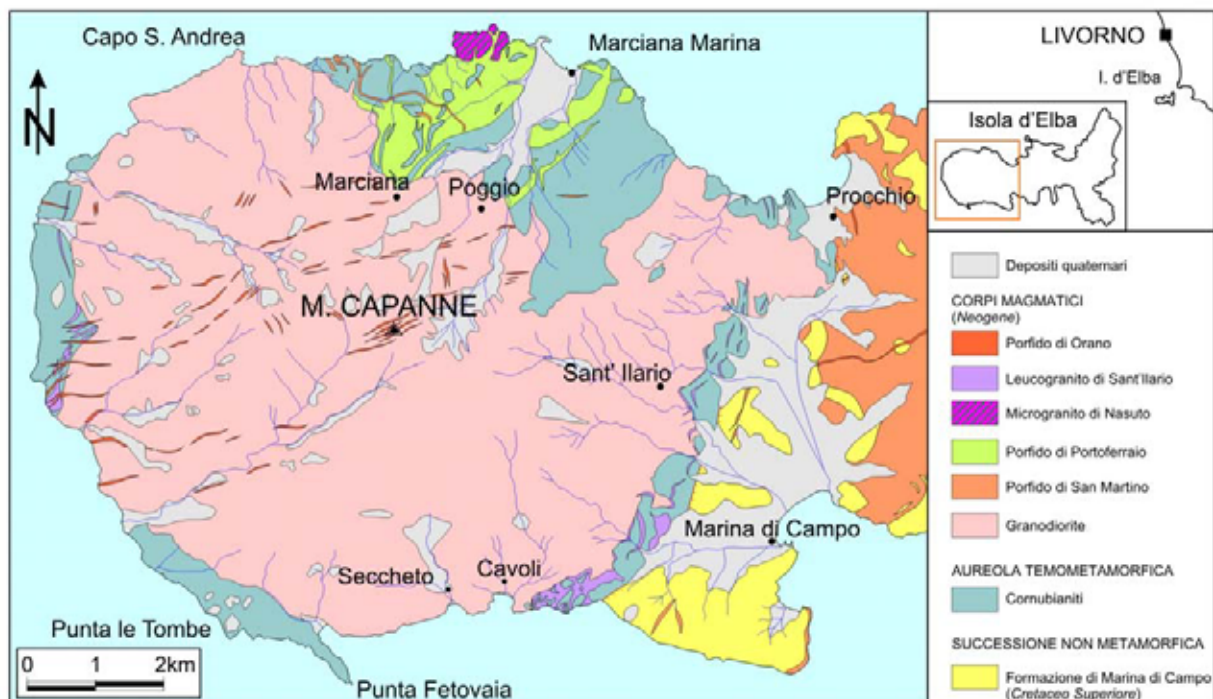


Fig. 5.1 – Carta geologica schematica relativa al versante occidentale dell'Isola d'Elba (parzialmente tratta e modificata da Dini et al., 2002).

L'evoluzione alpino-appenninica ed il successivo evento tettono-metamorfico (Perrin, 1975; Spohn, 1981; Bouillin et al., 1993; Daniel & Jolivet, 1995; Dini et al., 2002; Rossetti et al., 2007) di alta temperatura, legato all'intrusione tardo terziaria del Monte Capanne, rendono l'assetto strutturale della successione ofiolitica dell'Elba occidentale estremamente complesso. In particolare, la ricristallizzazione termometamorfica, associata talvolta a fenomeni deformativi duttili, oblitera localmente i caratteri primari della successione originaria. Gli effetti della ricristallizzazione termica e delle deformazioni hanno tuttavia una distribuzione non omogenea. Localmente, infatti, come nella zona studiata, vengono preservati volumi di roccia sostanzialmente indeformati e debolmente ricristallizzati.

Alcuni autori (Marinelli, 1959; Barberi & Innocenti, 1966; Bouillin et al., 1993) considerano la sequenza ofiolitica del Monte Capanne, ad eccezione dell'Unità tettonica di Punta le Tombe, un analogo metamorfico dell'Unità Ofiolitica (Bortolotti et al., 2001a) affiorante nell'Elba orientale (ex Complesso IV di Trevisan, 1950). Altri autori (Perrin, 1975; Sphon, 1981; Reutter & Sphon, 1982; Coli et al., 1997) hanno invece avanzato l'ipotesi che questa successione possa aver subito un'evoluzione metamorfica pre-intrusione, correlando pertanto la sequenza in oggetto alle successioni ofiolitiche metamorfiche tipo "*Schistes Lustrés*", affioranti in Corsica, nell'Arcipelago Toscano e nel Monte Argentario. Mancano tuttavia fino ad oggi dati che possano confermare con sicurezza quest'ipotesi.

L'Unità di Punta le Tombe può essere considerata invece analoga all'Unità del Flysch Paleogenico (Bortolotti et al., 2001a; ex Complesso V p.p. di Trevisan, 1950), affiorante nell'Elba centro-orientale.

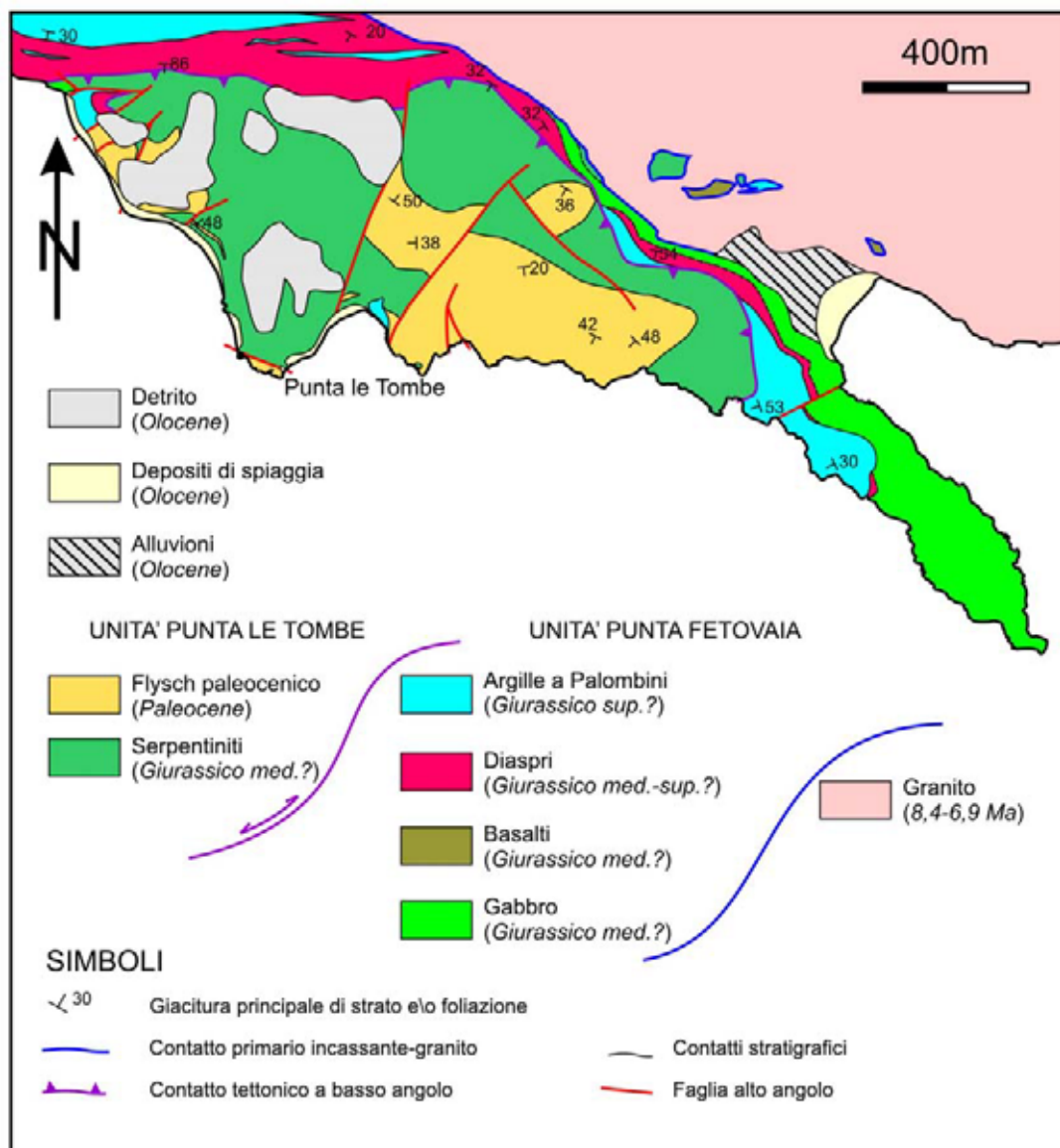


Fig. 5.2 – Carta geologica schematica dell'area Punta le Tombe-Punta Fetovaia.

5.1 STRATIGRAFIA

La successione presente nell'area studiata, pur avendo un'estensione molto limitata, è caratterizzata da vari termini della sequenza ofiolitica (Fig. 5.1.1 e Fig. 5.1.2). Questa inizia con un basamento gabbriico, al quale seguono, mediante l'interposizione di breccie ofiolitiche ed oficalciti, Diaspri ed Argille a Palombini, separati da contatti generalmente primari (Fig. 5.1.2), localmente tettonizzati.

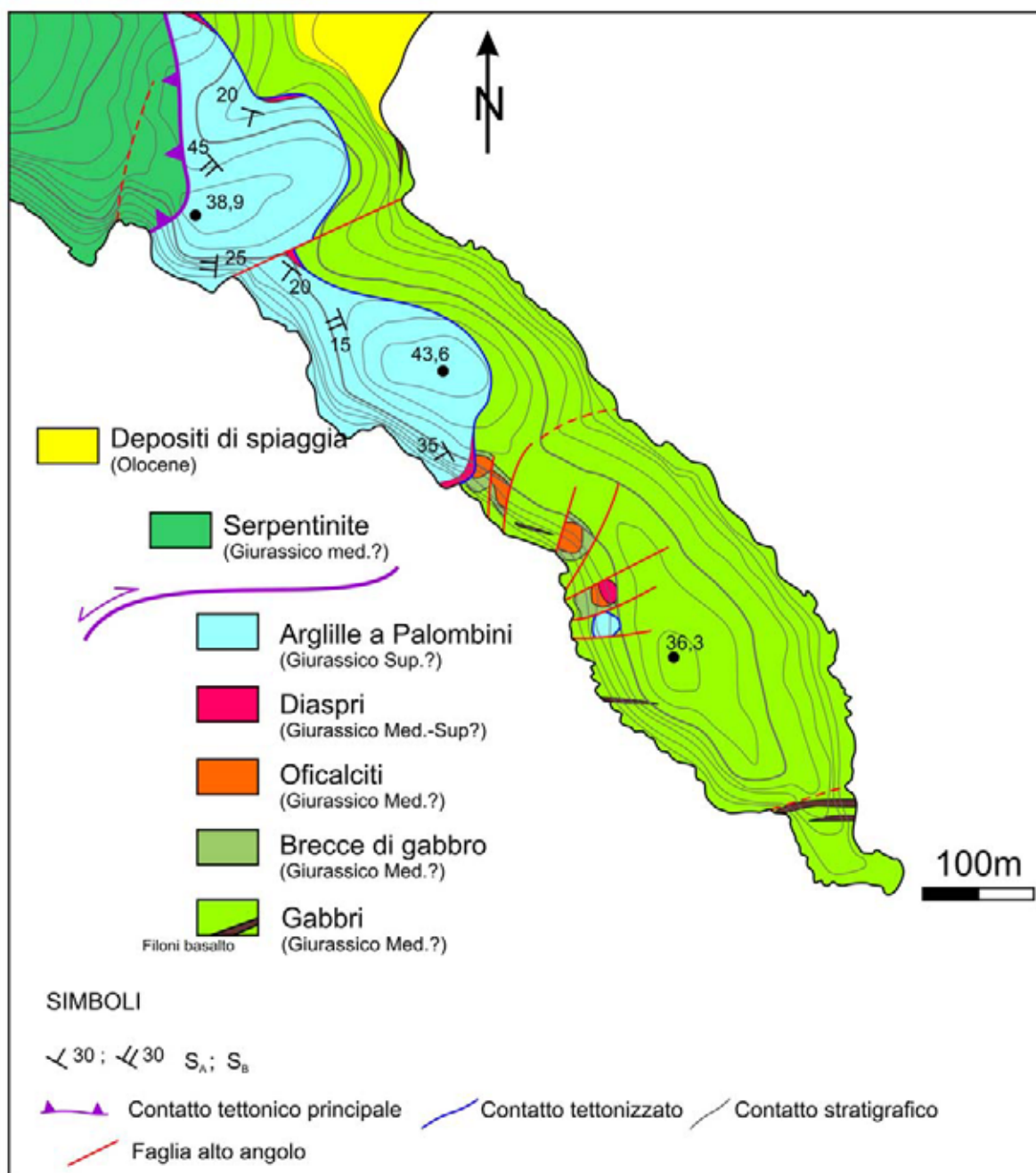


Fig. 5.1.1 – Carta geologica di Punta Fetovaia.

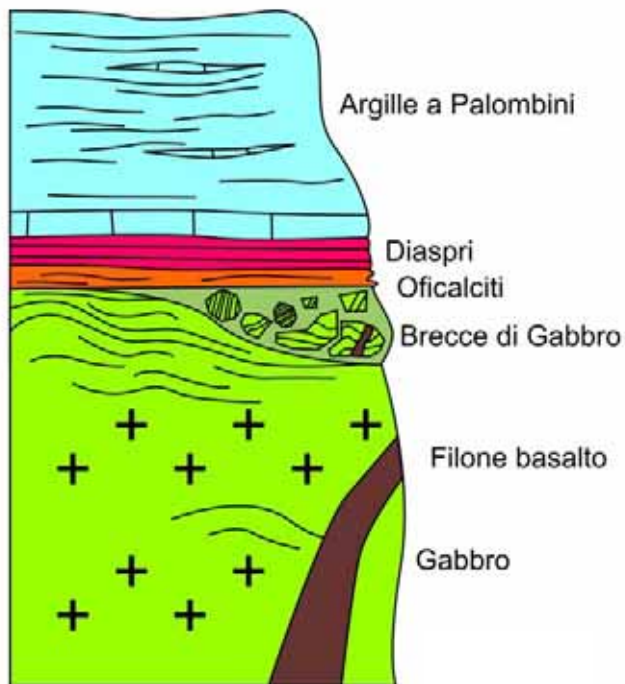


Fig. 5.1.2 – Colonna stratigrafica relativa alla successione ofiolitica di Punta Fetovaia.

Partendo dal basso, la successione è costituita da:

GABBRI

Rappresentano il termine basale della successione ofiolitica dell'area e sono costituiti prevalentemente da gabbri a magnesio, con tessiture isotrope, da fini a pegmatoidi, con plagioclasio da euedrale a subedrale e clinopirosseni anedrali, interstiziali. Sono presenti anche piccole intercalazioni di micro-gabbri, costituite da plagioclasio e clinopirosseni subedrali e da una piccola percentuale di ortopirosseni (Bortolotti et al., 1984). La peculiarità in questa successione è la presenza di livelli gabbri ad ossidi di Fe e Ti (Bortolotti et al., 1984), in contatto primario con i gabbri ad ossido di Mg. Questi ultimi mostrano generalmente grana molto fine (micro-gabbri) e sono caratterizzati da un'associazione mineralogica di plagioclasio,



Fig. 5.1.3 – Filone di basalto intruso all'interno di meta-gabbri milonitici.

clinopirosseno ed abbondanti ossidi di Fe e Ti (>20% del volume totale della roccia). Sono abbastanza frequenti livelli di meta-gabbri milonitici, sia nei termini ad ossidi di Mg che di Fe. Tutta la successione è attraversata da filoni di basalto (Fig. 5.1.3), che tagliano le strutture precedentemente descritte e mostrano, al contatto con l'incassante, delle caratteristiche tessiture tipo "*chilled margins*".

Lo spessore minimo di questa successione è di circa 50 m, ma non disponiamo di dati per poter ipotizzare quanto questa sequenza prosegua al di sotto del livello del mare. I gabbri terminano verso l'alto con brecce ofiolitiche o direttamente con degli orizzonti oficalciti.

BRECCE DI GABBRO

Sono presenti al tetto dei gabbri e sono costituite da clasti, da spigolosi a sub-arrotondati, di gabbro e talvolta di basalto. Le dimensioni dei singoli elementi possono variare da 1-2 cm a qualche decimetro. Frequentemente i clasti di gabbro sono caratterizzati da una foliazione metamorfica molto pervasiva. La matrice è costituita da elementi millimetrici e sub-millimetrici derivanti dal disfacimento di gabbri e basalti.



Rispetto alla successione gabbrica sottostante, i contatti possono localmente essere marcati da superfici di taglio discrete. Lo spessore di queste brecce può variare da pochi centimetri ad un massimo di 3 m. Al tetto, dove la successione prosegue, sono presenti delle oficalciti (Fig. 5.1.4).

Fig. 5.1.4 – Contatto primario tra le brecce di gabbro e le oficalciti.

OFICALCITI

Nell'area di studio questo litotipo è caratterizzato da una grossolana e vistosa foliazione, materializzata da orizzonti millimetrico-centimetrici grigio scuro-verdi, alternati a livelli rosso mattone (ricchi in ematite) ed a livelli discontinui, spessi da 1 cm a 2-3 cm di calcite bianca (Fig. 5.1.5). I livelli grigio-verdi sono rappresentati generalmente da materiale ofiolitico di varia natura, prevalentemente costituito da parti o frammenti "*boudinati*" di filoni basaltici. All'interno di questi livelli si riconoscono anche porzioni serpentinitiche e/o gabbriche, intensamente deformate e cataclasate, lungo la direzione della foliazione principale della roccia. Questi stessi livelli possono anche assumere un'intensa pigmentazione rossa, causata da localizzati ma diffusi fenomeni di ematizzazione. Si riconoscono anche livelli di carbonato micritico ricco in ossidi,

anch'esso diffusamente ematizzato. Lo spessore delle oficalciti è compreso tra 1 e 2 m. Al tetto il contatto con i diaspri è localmente tettonizzato.



Fig. 5.1.5 – Contatto primario tra le oficalciti ed i gabbri.

DIASPRI

Sono rappresentati da radiolariti da rosse a verdi, localmente intervallate da sottili interstrati argillitici. A causa della ricristallizzazione termo-metamorfica, connessa all'intrusione terziaria del Monte Capanne, non sono state possibili datazioni paleontologiche mediante i radiolari. La successione è estremamente ridotta: ha infatti uno spessore di circa 3 m. Al tetto i diaspri passano stratigraficamente alla Formazione delle Argille a Palombini (Fig. 5.1.6).

ARGILLE A PALOMBINI

Questa formazione è rappresentata da argilliti grigie scure con intercalazioni, specialmente alla base, di livelli carbonatici, generalmente discontinui. La successione mostra un grado di deformazione variabile, localmente anche molto intenso. Al suo interno sono stati identificati rari filoni porfirici, associati all'intrusione terziaria del Monte Capanne. Analogamente ai Diaspri, anche per questa formazione non è stato possibile determinare l'età attraverso microfossili, né sono presenti dati in letteratura. Lo spessore apparente stimabile è di 8-10 m. Le Argille a Palombini passano al tetto a delle peridotiti serpentinite (Fig. 5.1.1), mediante un contatto tettonico a basso angolo.

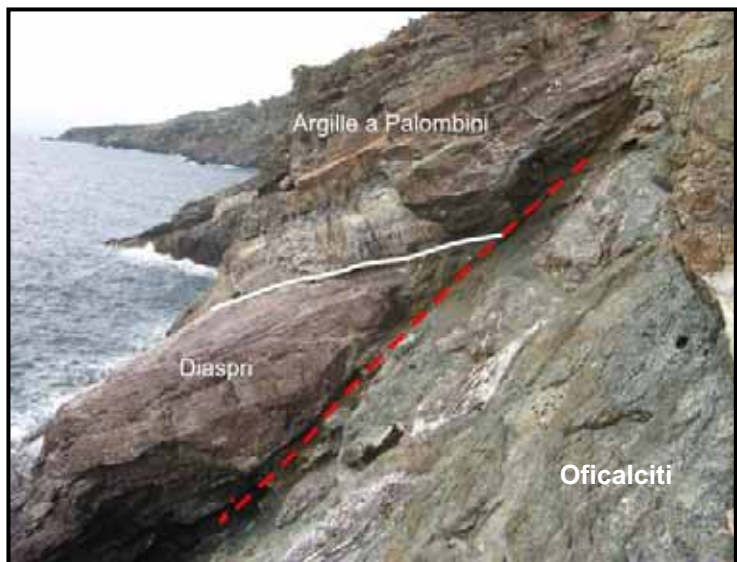


Fig. 5.1.6 – Contatto primario (linea bianca) tra i Diaspri e le Argille a Palombini. I rapporti rispetto alle sottostanti oficalciti sono marcati da una superficie tettonica (linea rossa tratteggiata).

5.2 ANALISI STRUTTURALE

Lo studio dell'evoluzione strutturale della successione in esame è reso molto complesso a causa degli eventi metamorfici legati all'intrusione magmatica terziaria del Monte Capanne, che hanno determinato una diffusa ricristallizzazione, prevalentemente statica e di varia intensità, nei litotipi in esame. Solo localmente i fenomeni termometamorfici sono associati a deformazioni duttili.

5.2.1 EVOLUZIONE OCEANICA

Gli eventi deformativi più antichi riscontrabili nella sequenza ofiolitica studiata sono registrati dal basamento gabbrico. Escludendo l'evoluzione magmatica di questa successione gabbrica, troppo poco esposta per poter essere oggetto di un'analisi simile a quella condotta sull'Unità Bracco\Val Graveglia, i primi eventi deformativi sono rappresentati dallo sviluppo di foliazioni metamorfiche, associate a zone di taglio duttili, localizzate prevalentemente nella parte superiore della successione gabbrica affiorante.

Sulla base di osservazioni mesoscopiche e microscopiche, sono stati riconosciuti due eventi metamorfico-deformativi duttili, associati allo sviluppo di foliazioni ed un terzo evento deformativo duttile/fragile.

I dati relativi all'orientazione delle strutture riconosciute sul terreno sono sintetizzati, mediante proiezioni stereografiche (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore), nella Tavola I_{Fet} riportata a fine paragrafo.

FASE D_{OC1F}

Alla prima fase metamorfico-deformativa D_{OC1F} è connessa la genesi delle zone di taglio duttili, in corrispondenza delle quali si ha lo sviluppo delle foliazioni metamorfiche S_{OC1F}. Lo spessore delle zone di taglio è variabile da pochi centimetri a 2 m e la loro estensione può localmente superare i 10 m. La foliazione, generalmente netta e molto pervasiva, è caratterizzata dall'alternanza millimetrico-centimetrica di livelli chiari a plagioclasio e di livelli scuri, costituiti da anfiboli e pirosseni relitti. Frequentemente queste foliazioni sono caratterizzate da tessiture gneissico-occhiadine (Fig.



Fig. 5.2.1.1 – Tessitura “gneissico-occhiadina” associata alla deformazione D_{OC1F} in un gabbro.

5.2.1.1), con i porfiroclasti (“occhi”) costituiti da anfiboli pseudomorfi su pirosseni relitti (da 4 mm a 15 mm). Raramente sono state riconosciute lineazioni di estensione L_{OC1F} , rappresentate da relitti di pirosseni e/o aggregati di plagioclasio.

I reali rapporti di blastesi\deformazione associati a questa fase metamorfica non sono chiari: una diffusa blastesi, sia statica che dinamica ($sin-D_{OC2F}$), di anfiboli (principalmente Mg-orneblenda), oblitera infatti la paragenesi mineralogica sviluppatesi durante la fase D_{OC1F} . Solo localmente sono stati riconosciuti aggregati granoblastici di pirosseni neo-blastici, riconducibili verosimilmente alla fase metamorfica in oggetto (Fig. 5.2.1.2). Per quanto

riguarda i plagioclasti, invece, si assiste ad una progressiva riduzione dimensionale dei cristalli primari (0,05 mm a 0,2 mm), accompagnata da ricristallizzazioni metamorfiche e sviluppo di tessiture milonitiche.

Sporadicamente sono osservabili rapporti di sovrapposizione tra la foliazione S_{OC1F} ed i filoni basaltici, che intrudono la successione gabbrica. L'intrusione dei filoni risulta sempre successiva all'evento deformativo D_{OC1F} , dato che questi non risultano mai coinvolti nelle strutture relative alla fase D_{OC1F} (Fig. 5.1.3).

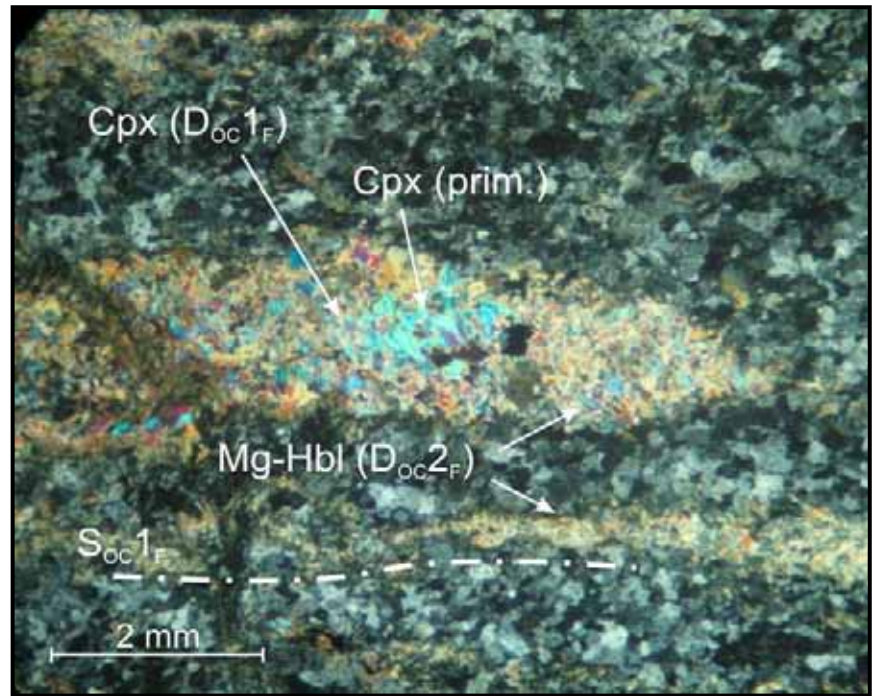


Fig. 5.2.1.2 – Relitti tessuturali di Cpx primari e $sin-D_{OC1F}$ circondati da aggregati di anfiboli (Mg-orneblenda) cristallizzati staticamente (microfoto, nicols +).

FASE D_{OC2F}

La seconda fase deformativa D_{OC2F} determina zone di taglio duttili, dalle dimensioni variabili da qualche decimetro e qualche metro, con spessori che possono superare i 2 m. La S_{OC2F} è una foliazione spaziata a scala da sub-millimetrica a millimetrica, definita dall'alternanza di livelli bianchi a plagioclasio con livelli da verdi a neri, costituiti prevalentemente da anfiboli ed ossidi. Frequentemente questa foliazione è caratterizzata da tessiture gneissico-occhiadine. Le zone di taglio attribuite alla fase D_{OC2F} sono state osservate prevalentemente nella parte sommitale della successione e rappresentano, localmente, la zona di transizione tra il gabbro e le oficalciti e/o le brecce ofiolitiche presenti nell'area (Fig. 5.2.1.3). Associate alle foliazioni S_{OC2F} , sono state distinte anche lineazioni di estensione L_{OC2F} , rappresentate da porfiroclasti di anfibolo (generalmente pseudomorfo su clinopirosseno relitto), allungati secondo la direzione di trasporto

tettonico. Localmente possono essere associate a questa fase deformativa anche pieghe intrafoliari, prevalentemente isoclinali, con dimensioni da centimetriche a decimetriche.

Dal punto di vista petrografico e microstrutturale, la riduzione granulometrica associata ai minerali pre- D_{OC2F} determina lo sviluppo di tessiture milonitiche e localmente ultramilonitiche. I plagioclasti mostrano deformazioni interne, geminazioni meccaniche e ricristallizzazioni, concentrate soprattutto nelle zone periferiche del cristallo, con contatti tra i granuli di neoformazione da rettilinei a suturati. Le dimensioni di questi minerali sono generalmente

comprese tra 0,05 mm a 0,1 mm. Per quanto riguarda i femici, a volte si assiste ad una iniziale pseudomorfosi statica di anfiboli su clinopirosseni primari, la cui retrocessione inizia in condizioni statiche, dalle zone periferiche del cristallo verso quelle progressivamente più interne. Altre volte invece, lo sviluppo degli anfiboli sin- D_{OC2F} è associato esclusivamente a contesti dinamici (Fig. 5.2.1.4). Raramente sono



Fig. 5.2.1.3 – Superficie di contatto tra il gabbro e le oficalciti: la foliazione S_{OC2F} risulta sub-parallela all'interfaccia tra le due litologie ed alla S_{OC3F} .

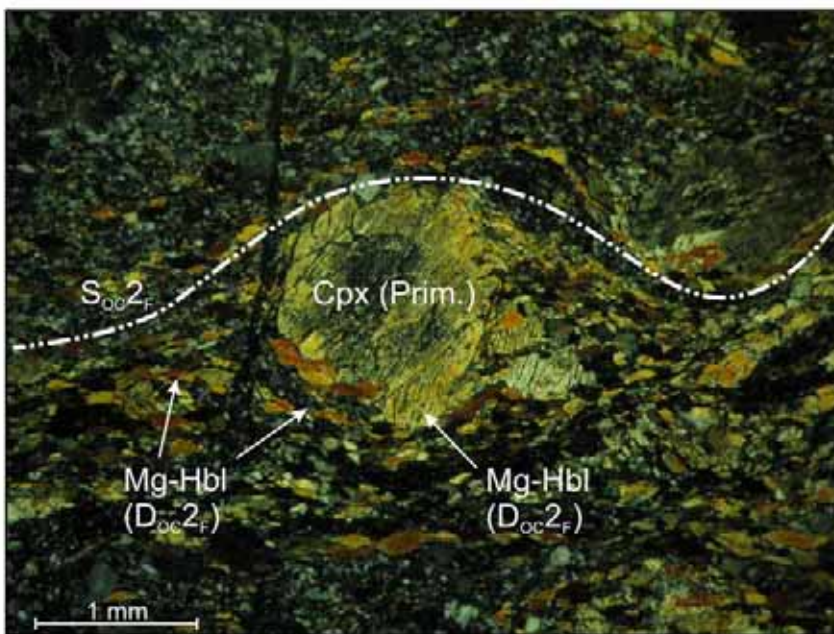


Fig. 5.2.1.4 – Mg-orneblenda pseudomorfa su un porfiroclasto di clinopirosseno primario. La deformazione D_{OC2F} determina lo sviluppo sin-cinemático di anfiboli analoghi nelle code di pressione (microfoto, nicols +).

preservati relitti di clinopirosseno primario. Nelle ombre di pressione degli anfiboli pseudomorfi e/o dei pirosseni relitti prende luogo lo sviluppo sin-cinemático di anfiboli, che vanno a costituire domini nematoblastici, da lenticolari a continui. Le analisi chimiche effettuate sia sugli anfiboli pre-cinematici, che su quelli sin-cinematici hanno rivelato per entrambi composizioni corrispondenti alla Mg-orneblenda (vedi paragrafo 5.3).

Per quanto riguarda i rapporti di sovrapposizione

rispetto alla fase deformativa D_{OC1F} , non sempre è possibile discriminare sul terreno, o attraverso l'analisi petrografica, due distinti domini strutturali. Il più delle volte, infatti, la seconda fase si sviluppa lungo le strutture attribuite alla D_{OC1F} . Questo è particolarmente evidente là dove si osserva lo sviluppo sin-cinematico di anfiboli sin- D_{OC2F} pseudomorfi sui domini strutturali relitti sin- D_{OC1F} . Le migliori evidenze strutturali dell'esistenza di due foliazioni metamorfiche, relative ad altrettante fasi deformative, sono osservabili all'interno di alcuni clasti delle breccia ofiolitica, dove sono stati distinti chiari rapporti di interferenza tra le foliazioni S_{OC1F} e S_{OC2F} (Fig. 5.2.1.5).

Sul terreno sono stati riconosciuti anche rapporti di sovrapposizione tra i filoni di basalto e la foliazione S_{OC2F} . L'intrusione dei filoni risulta sempre successiva all'evento D_{OC2F} .

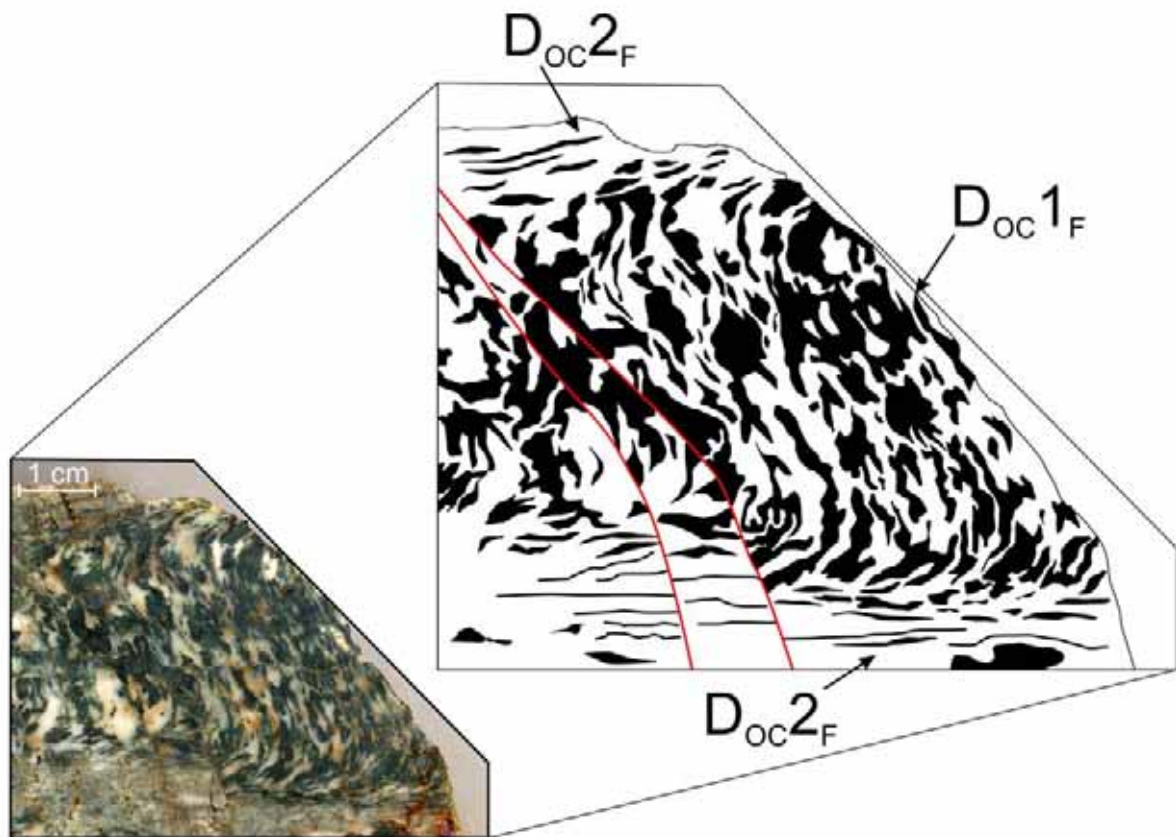


Fig. 5.2.1.5 – Rapporti di interferenza tra le foliazioni S_{OC1F} e S_{OC2F} .

FASE D_{OC3F}

L'ultima fase deformativa D_{OC3F} , attribuita all'evoluzione pre-orogena della successione ofiolitica, è rappresentata dallo sviluppo di zone di taglio duttile/fragili. Le strutture riferite a questa fase sono state distinte sul terreno nella parte sommitale della successione (Fig. 5.2.1.6), in corrispondenza della zona di contatto tra i gabbri e le breccie ofiolitiche e, localmente, anche tra queste ultime e le oficalciti. Nei gabbri e nei basalti, a questa fase deformativa sono associati fenomeni di carattere duttile/fragile, che determinano una riorganizzazione strutturale interna, legata ad una progressiva riduzione granulometrica dei minerali

preesistenti, accompagnata localmente dallo sviluppo di foliazioni tettoniche. I clinopirosseni mostrano evidenti deformazioni interne, come pieghe e fratturazioni, i plagioclasti sono caratterizzati da geminazioni meccaniche, micro-fratturazioni ed una progressiva riduzione granulometrica, non accompagnata da ricristallizzazione, che in alcuni punti determina tessiture cataclastico-milonitiche (Fig. 5.2.1.7). Associata a tali strutture è evidente, talvolta, la blastesi sin-cinematica di tremolite e clorite.

Strutture deformative analoghe a quelle descritte sono state osservate sporadicamente anche all'interno delle oficalciti, dove, in corrispondenza di alcuni volumi di roccia preservati dalla ricristallizzazione legata all'oficalcizzazione, è stato osservato lo sviluppo sin-cinematico di talco (Spohn, 1981).

Anche se in maniera estremamente localizzata, sono stati discriminati (in affioramento) per le strutture D_{OC3F} sensi di movimento congruenti con quelli attribuiti alla fase D_{OC2F} (trasporto tettonico verso SW).



Fig. 5.2.1.6 – Zona di taglio associata all'evento deformativo D_{OC3F} .

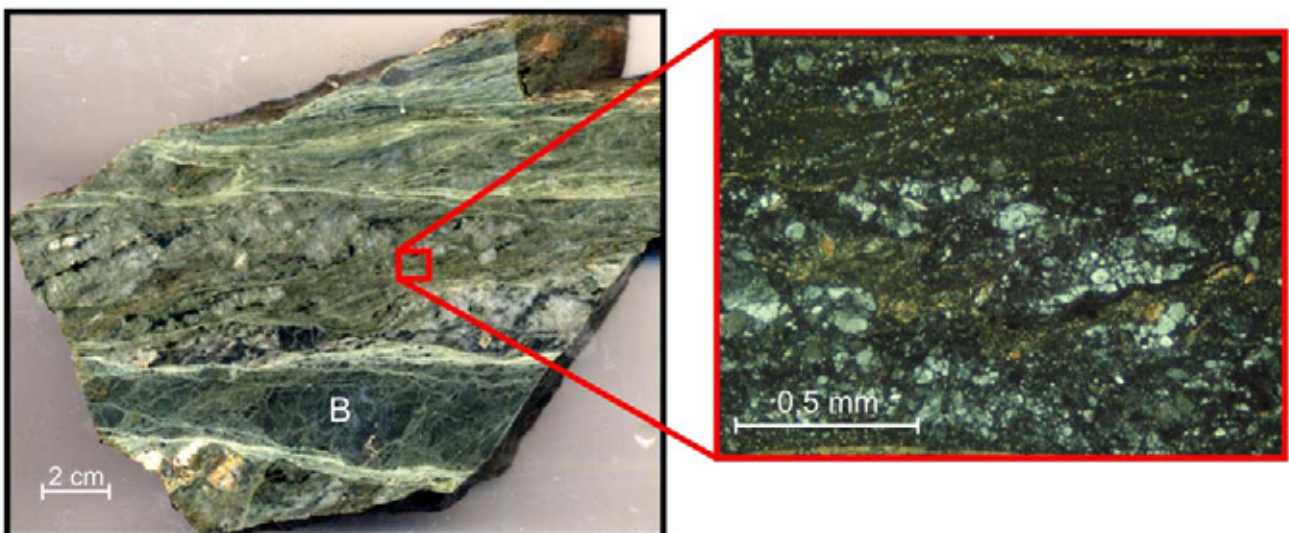


Fig. 5.2.1.7 – Zona di taglio associata all'evento deformativo D_{OC3F} con un filoncello basaltico (B) implicato nella deformazione. Nell'ingrandimento: tessitura cataclastico-milonitica associata all'evento D_{OC3F} (microfoto, *nicols +*).

EVENTO POST-D_{oc3F}:

L'ultimo evento metamorfico pre-orogenico, riconosciuto all'interno della successione ofiolitica, è legato alla formazione delle oficalciti, presenti al tetto della sequenza in contatto primario. Sono legati a questo processo metamorfico numerosi sistemi di fratture, a partire dalle quali si ha una progressiva sostituzione dell'incassante da parte di calcite, ematite, talco e clorite (Cortesogno et al., 1981). La peculiarità della successione esaminata è rappresentata dal fatto che i fenomeni di oficalcitizzazione agiscono su superfici planari discrete, alternate a livelli più o meno continui di meta-ofioliti (basalti e gabbri) brecciate, spesso ematitizzate, ed a nastri di calcite. All'interno delle superfici oficalcitizzate, l'analisi petrografica non ha permesso di riconoscere l'originario protolito, a causa di una totale sostituzione da parte della calcite. Gli unici relitti tessiturali riconosciuti sono riferibili a foliazioni metamorfiche, ormai rappresentate esclusivamente da allineamenti di ossidi, la cui giacitura risulta parallela alla foliazione che caratterizza le oficalciti (Fig. 5.2.1.8). Si riconoscono due sistemi di fratture riempiti da calcite: il più antico è costantemente parallelo alle superfici oficalcitizzate, il secondo invece è ortogonale rispetto alle stesse.

All'interno dei livelli a calcite si osserva spesso la cristallizzazione statica di anfiboli incolori non pleocroici, rappresentati prevalentemente da tremolite ed orneblenda (Spohn, 1981).

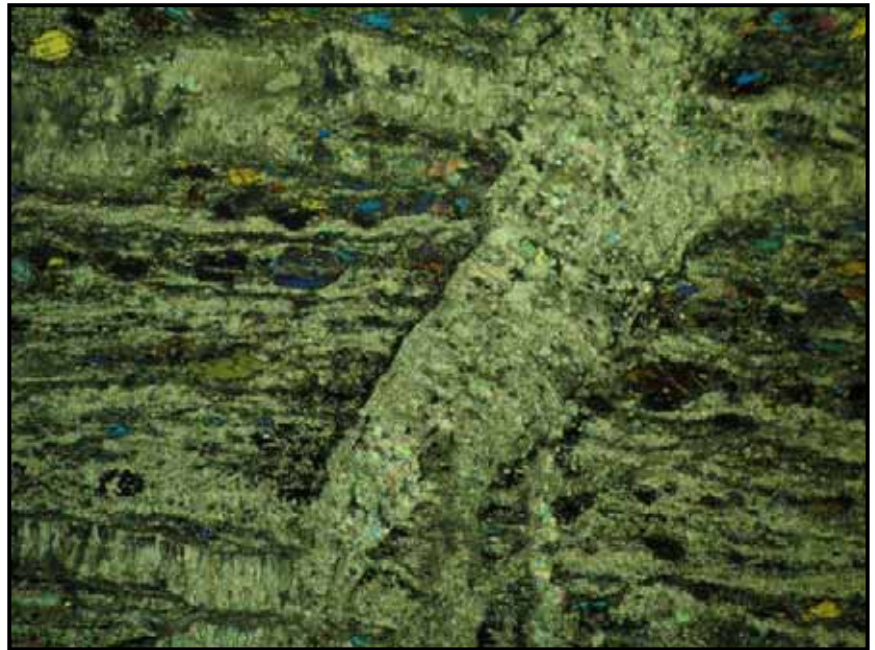


Fig. 5.2.1.8 – Oficalcite: è visibile una foliazione “relitta”, rappresentata da allineamenti di ossidi, tagliata da fratture riempite da calcite (microfoto, *nicols +*).

5.2.2 EVOLUZIONE POST-OCEANICA

L'evoluzione deformativa duttile post-oceanica della successione ofiolitica di Punta Fetovaia è registrata prevalentemente all'interno delle coperture sedimentarie. Nel basamento gabbriico e nelle oficalciti soprastanti le deformazioni post-oceaniche non hanno apparentemente determinato deformazioni duttili. Soltanto la ricristallizzazione termometamorfica, legata all'intrusione del Monte Capanne, ha agito indistintamente sia sul basamento che sulle coperture, anche se in modo non uniforme.

I dati relativi all'orientazione delle strutture riconosciute sul terreno sono sintetizzati, mediante proiezioni stereografiche (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore), nella Tavola I_F riportata a fine paragrafo.

FASE D_A

Questa fase metamorfica (D_A) è rappresentata da una superficie di scistosità S_A, spaziata alla scala millimetrica-submillimetrica, generalmente parallela alla superficie di stratificazione S₀. Questa foliazione è stata distinta localmente in corrispondenza dei livelli meta-pelitici delle Argille a Palombini. Raramente sono state osservate sul terreno strutture plicative alle quali associare questa foliazione (Fig. 5.2.2.1). Si tratta generalmente di pieghe isoclinali centimetriche-decimetriche, talora con geometria tipo *sheath fold* (Passchier & Trouw, 1996). La foliazione S_A è marcata prevalentemente da allineamenti di ossidi, calcite e quarzo. I livelli fillosilicatici mostrano spesso una blastesi statica di biotite, che oblitera l'associazione mineralogica originaria.



Fig. 5.2.2.1 – Piegia isoclinale di prima fase (D_A), deformata dal secondo evento plicativo (D_B).

FASE D_B

La seconda fase metamorfo-deformativa (**D_B**) è generalmente caratterizzata da pieghe non cilindriche F_B , da strette ad isoclinali, con asimmetrie molto accentuate. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo e corrisponde alla classe 1 di Ramsay (1967). L'angolo tra i fianchi delle pieghe può variare tra 0° e 20-30°. Le pieghe F_B hanno dimensioni variabili da centimetriche a decametriche. La foliazione di piano assiale S_B è spaziata alla scala millimetrico-centimetrica e pervasiva a tutte le scale. Non risultano presenti lineazioni di estensione L_B , mentre sono comuni lineazioni d'intersezione tra la $S_0 \parallel S_A$ e la S_B .

Dal punto di vista microstrutturale, la foliazione S_B , all'interno delle metapeliti, risulta localmente costituita da quarzo, ossidi e biotite (Fig. 5.2.2.2).

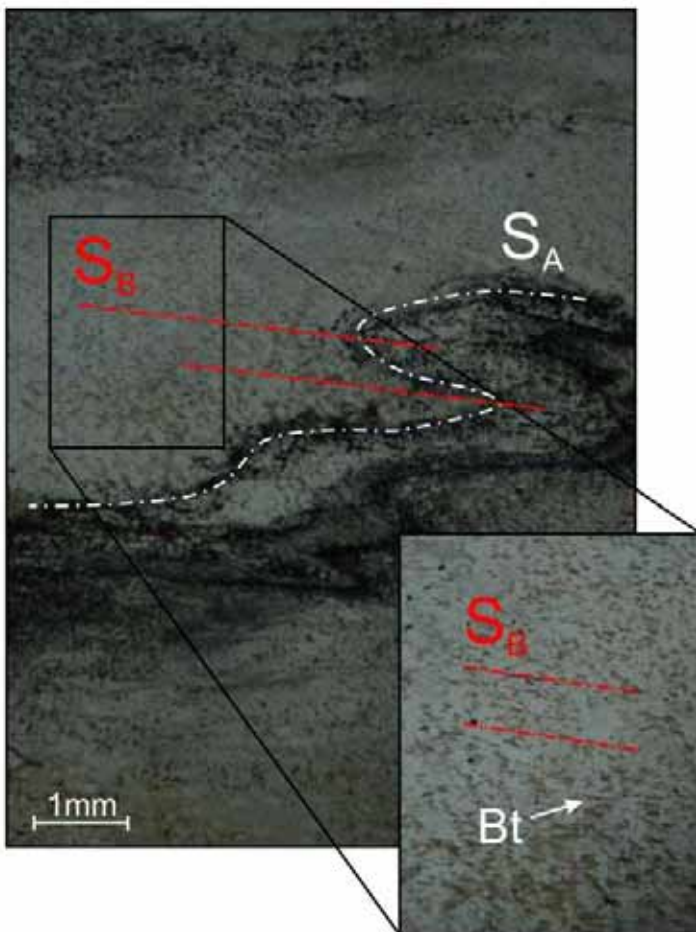


Fig. 5.2.2.2 – Foliazione di piano assiale S_B costituita da biotite (microfoto, *nicols \parallel*).

FASE D_C

Vengono attribuiti a questo evento deformativo (**D_C**) alcuni piani di taglio a basso angolo, localizzati all'interno della successione sedimentaria e lungo il contatto tra questa e le oficalciti.

In corrispondenza di uno di questi piani è stata osservata l'intrusione, probabilmente sin-deformativa, di un filone porfirico (Porfido di Portoferraio: Dini et al., 2002), associato agli eventi magmatici connessi all'intrusione del Monte Capanne. Questo filone è localmente caratterizzato da una foliazione metamorfica sub-parallela al contatto con le meta-peliti incassanti (Fig. 5.2.2.3). La scistosità all'interno del filone è

materializzata prevalentemente da allineamenti di cristalli di biotite, più raramente di quarzo e/o feldspati. Sulla superficie dello stesso dicco magmatico sono presenti sporadiche lineazioni di estensione, rappresentate da cristalli di biotite

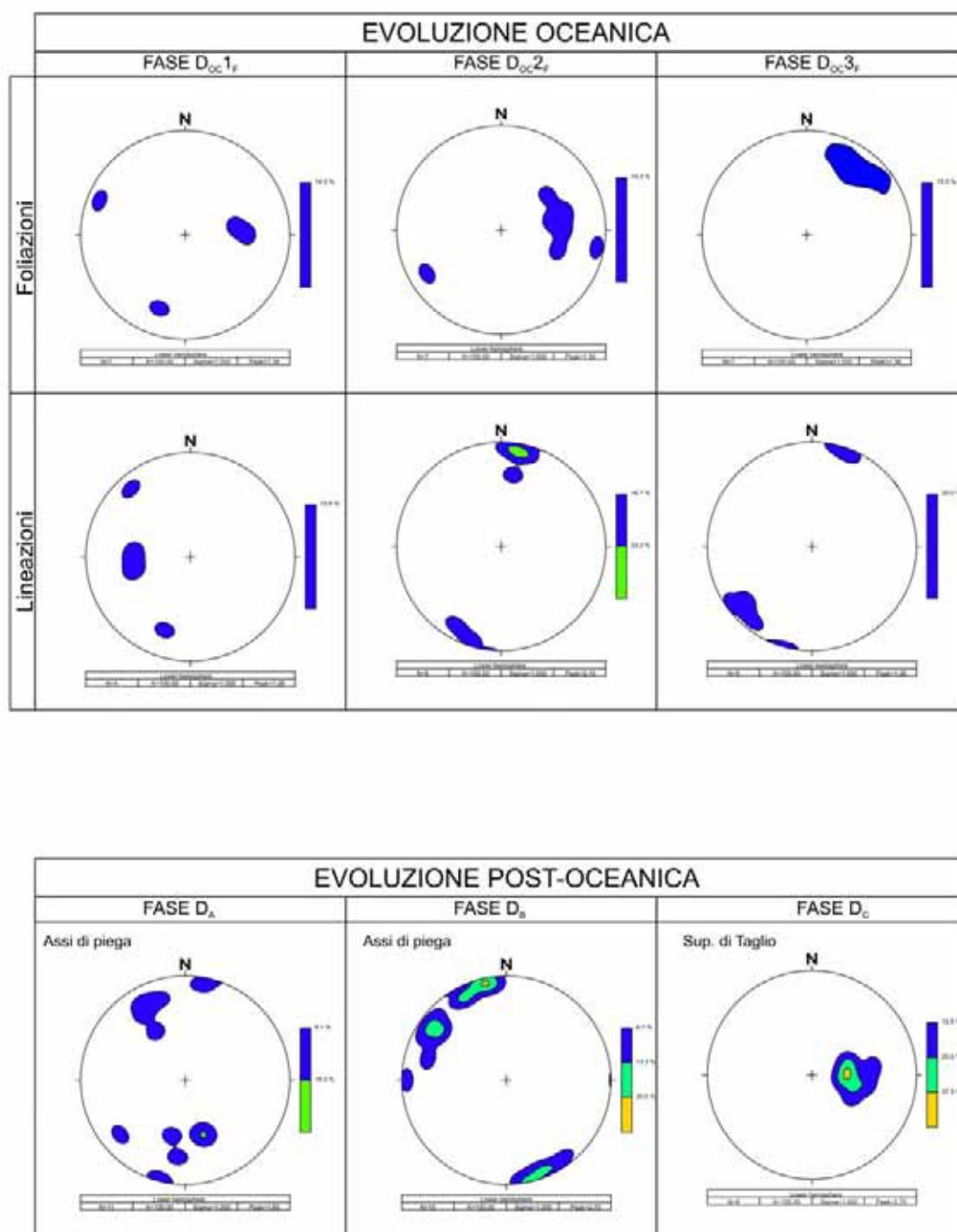
Non sono chiari i rapporti di interferenza tra la fase D_B e la D_C . I fianchi delle pieghe F_B e la foliazione di piano assiale ad esse associata tendono generalmente a parallelizzarsi alle superfici di scorrimento attribuite alla D_C ; tuttavia, i sensi di trasporto tettonico, deducibili dalle asimmetrie delle pieghe F_B , non sono sempre congruenti con le direzioni di movimento lungo i piani di taglio. Pertanto si ipotizza che la fase deformativa D_C si sviluppi successivamente all'evento D_B , o che, quantomeno, inizi durante le ultime fasi deformative responsabili delle strutture F_B .



Fig. 5.2.2.3 – Filone porfirico intruso all'interno delle Argille a Palombini. La foliazione S_C , interna al filone, risulta parallela alla foliazione S_B dell'incassante.

FASE D_D

L'ultimo evento deformativo che si riconosce nella successione ofiolitica studiata è rappresentato da sistemi di fratture e faglie ad alto angolo, localmente marcate da mineralizzazioni ad ossidi e solfuri di ferro, che tagliano indistintamente tutte le strutture precedentemente descritte.



TAV. I_{Fet} – Diagrammi stereografici relativi all'orientazione delle strutture metamorfiche riconosciute nell'area di Punta Fetovaia. Per i piani sono rappresentati i poli (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

5.3 ANALISI CHIMICHE

Le analisi chimiche sono state eseguite sui litotipi gabbrici; le specie analizzate sono state anfiboli e plagioclasì.

Plagioclasì

Le analisi effettuate sui plagioclasì hanno permesso di caratterizzare solo la fase D_{OC2F} , per la quale sono stati ottenuti tenori di anortite compresi tra An_{34} e An_{31} (Fig. 5.3.1).

La trasformazione in aggregati di albite-sericite, sia dei plagioclasì primari che di quelli ricristallizzati durante le fasi metamorfico-deformative (D_{OC1F} , D_{OC2F} e D_{OC3F}), ha obliterato quasi completamente le caratteristiche composizionali originarie (le analisi su questi minerali sono contraddistinte in tabella con il simbolo “?”)

Il dettaglio delle analisi è riportato nella Tab. 5.3.1. Il numero di ioni è stato ottenuto assumendo 6 ossigeni e 4 cationi per unità di formula.

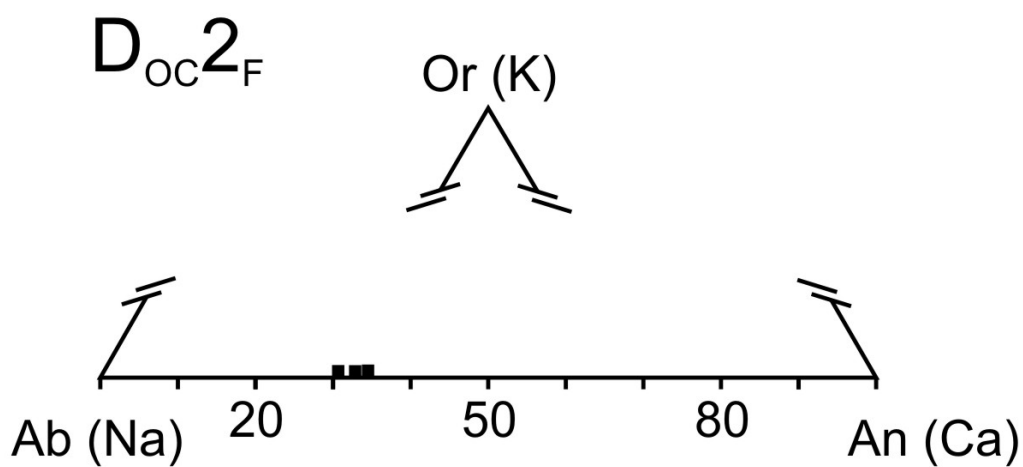


Fig. 5.3.1 – Composizione dei plagioclasì associati alla fase D_{OC2F} .

Tab. 5.3.1

Campione	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8
Punto	1D	1C	4B	3B	3A	4A
FASE MET.	D _{OC2F}	D _{OC2F}	D _{OC2F}	?	?	?
Ossidi (%)						
SiO ₂	60,70	62,31	58,64	68,83	68,71	65,41
Al ₂ O ₃	25,55	25,50	25,97	19,61	20,09	21,83
FeO	0,20	0,16	0,30	0,03	0,00	0,14
TiO ₂	0,05	0,02	0,01	0,02	0,03	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
MnO	0,05	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02
MgO	0,04	0,01	0,08	0,03	0,03	0,01
CaO	7,28	6,62	6,86	0,45	0,67	3,14
Na ₂ O	7,66	7,99	6,97	11,54	11,37	9,75
K ₂ O	0,02	0,04	0,73	0,07	0,06	0,02
Totale	101,54	102,68	99,54	100,62	100,99	100,43
Cationi						
Si	2,67	2,70	2,63	2,99	2,98	2,87
Al	1,32	1,30	1,37	1,00	1,03	1,13
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
T	4,00	4,01	4,02	4,00	4,00	4,00
Ca	0,34	0,31	0,33	0,02	0,03	0,15
Na	0,65	0,67	0,61	0,97	0,95	0,83
K	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Y	1,00	0,98	0,98	1,00	0,99	0,98
T+Y	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,98
An	34,41	31,32	33,75	2,11	3,16	15,08
Ab	65,47	68,44	62,00	97,53	96,50	84,82
Or	0,12	0,23	4,25	0,37	0,34	0,10

Anfiboli

Sono stati analizzati i siti associati alla fase D_{OC2F} . Gli anfiboli bruni e verdi, attribuiti a questa fase, sono risultati Mg-orneblenda e Mg-hastingsite (Fig. 5.3.2). Le analisi effettuate all'interno di uno stesso minerale hanno evidenziato chiare variazioni composizionali, tra il nucleo e le zone periferiche. Tra la parte centrale, di colore marrone, e le zone periferiche, rappresentate dalle code di pressione da verdi ad incolori, si nota un progressivo decremento del contenuto in Al_2O_3 , TiO_2 e Na_2O (Fig. 5.3.3). Le Mg-orneblende brune hanno tenori in Ti di 0,32 apuf, mentre quelle verdi mostrano tenori di 0,14-0,01 apuf.

La formula degli anfiboli è stata ricalcolata assumendo un numero totale di cationi (ad eccezione di Ca, Na, K) pari a 13 per unità di formula anidra. I nomi sono stati attribuiti utilizzando la classificazione di Leake et al. (1997).

Il dettaglio delle analisi è riportato nella Tab. 5.3.2 (per i nomi degli anfiboli sono state usate le sigle secondo Kretz, 1983).

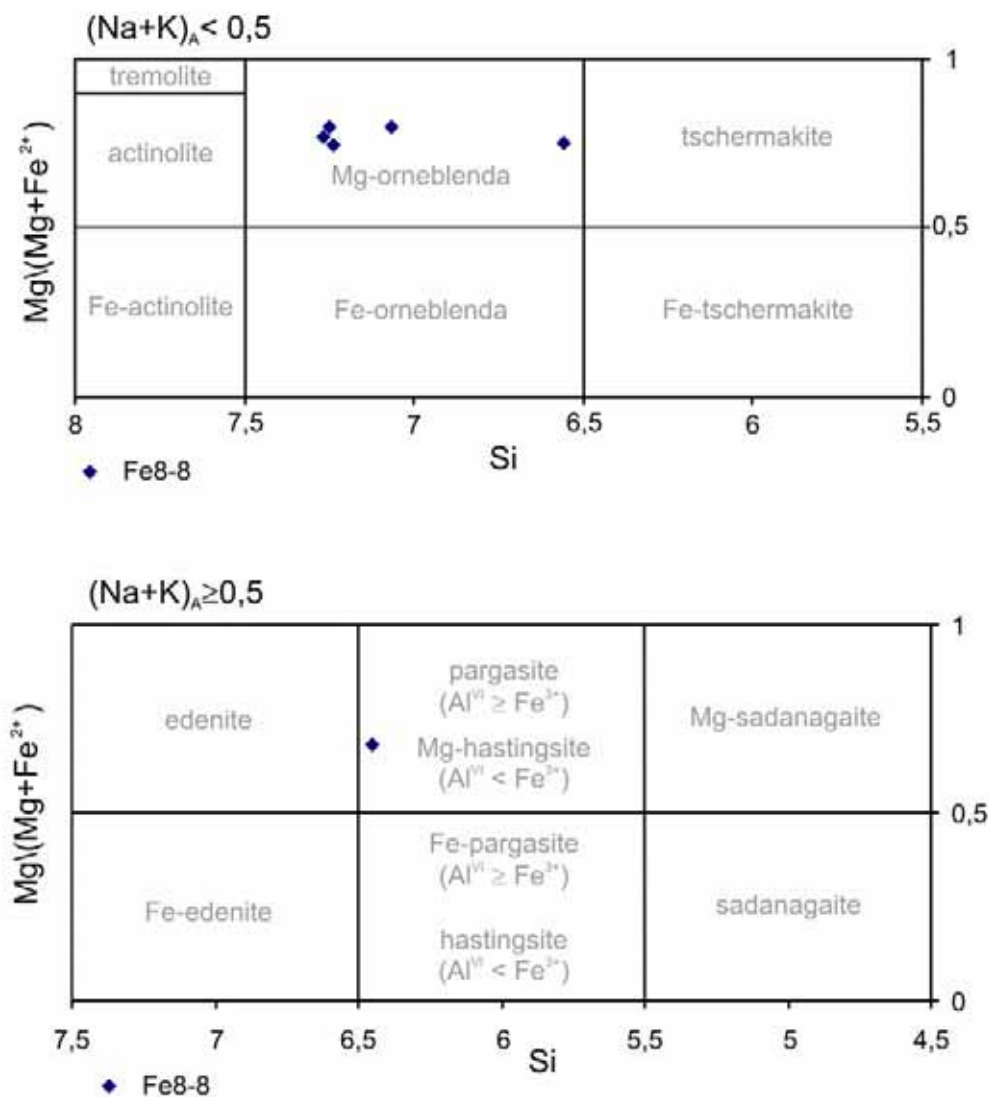


Fig. 5.3.2 – Composizione degli anfiboli calcici secondo Leake et al., 1997.

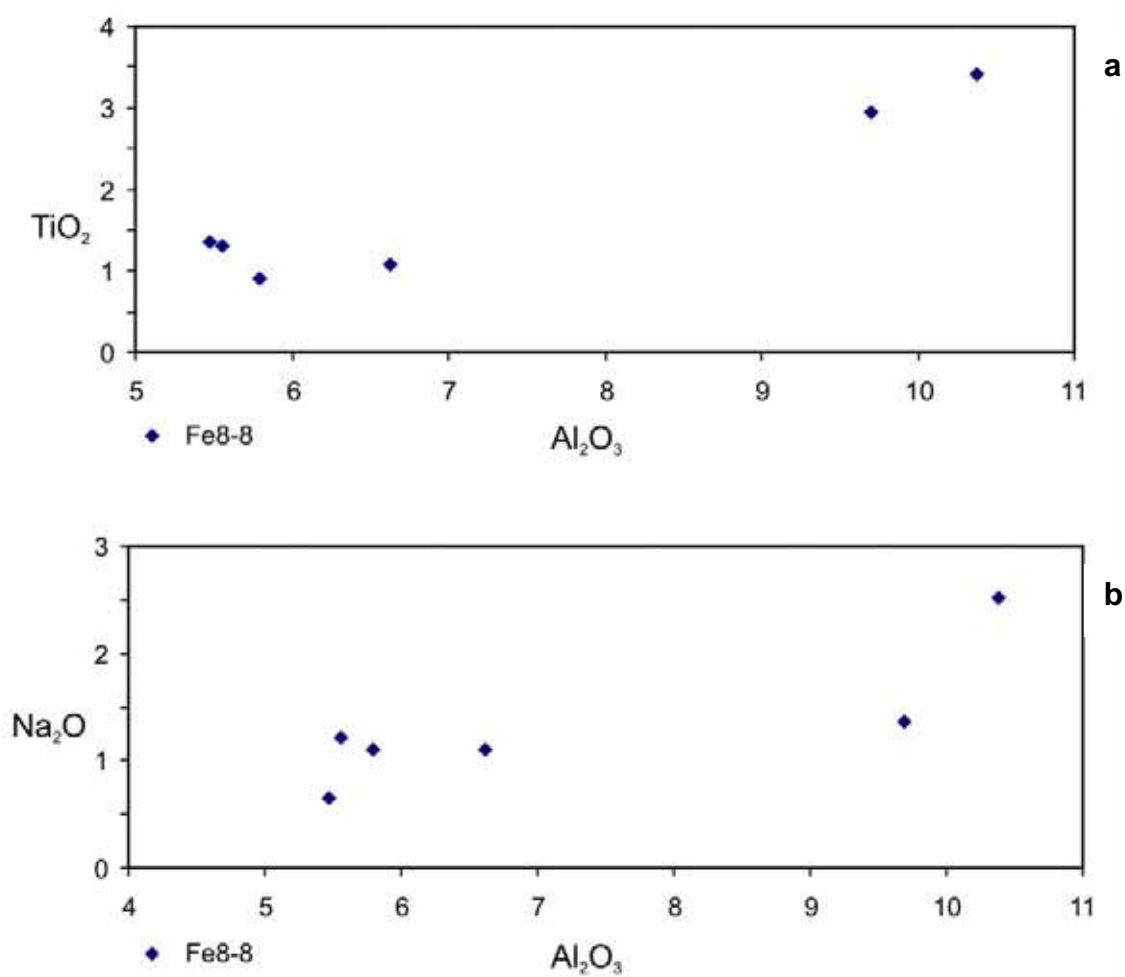


Fig. 5.3.3 – Variazioni composizionali di TiO₂ vs Al₂O₃ (a) e Na₂O vs Al₂O₃ (b) per anfiboli metamorfici (Dcc2F).

Tab. 5.3.2

Campione	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8	FE8-8
Punto	1A	1B	1C	3E1	3F1	3G1
FASE MET.	D _{OC2F}	D _{OC2F}	D _{OC2F}	D _{OC2F}	D _{OC2F}	D _{OC2F}
Ossidi (%)						
SiO ₂	44,76	51,21	50,59	45,26	50,77	49,42
Al ₂ O ₃	10,38	5,47	5,56	9,70	5,79	6,62
FeO	13,09	10,67	11,64	11,57	9,48	10,69
TiO ₂	3,42	1,34	1,30	2,95	0,90	1,08
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,06	0,09	0,04	0,03
MnO	0,18	0,20	0,13	0,26	0,17	0,11
MgO	13,07	15,96	15,34	13,99	16,56	15,98
CaO	11,62	12,51	11,86	12,07	12,22	12,17
Na ₂ O	2,52	0,65	1,22	1,36	1,10	1,11
K ₂ O	0,18	0,13	0,23	0,24	0,21	0,26
Totale	99,23	98,17	97,93	97,48	97,25	97,47
Cationi						
Si	6,45	7,27	7,24	6,56	7,25	7,07
Al ^{IV}	1,55	0,73	0,76	1,44	0,75	0,93
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,22	0,18	0,17	0,21	0,22	0,18
Ti	0,37	0,14	0,14	0,32	0,10	0,12
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,26	0,25	0,29	0,41	0,25	0,43
Fe ²⁺	1,32	1,02	1,10	1,00	0,88	0,85
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
Mg	2,81	3,38	3,27	3,02	3,52	3,41
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,79	1,90	1,82	1,87	1,87	1,86
Na	0,21	0,10	0,18	0,13	0,13	0,14
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,50	0,08	0,15	0,25	0,17	0,17
K	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05
A	0,53	0,10	0,20	0,30	0,21	0,22
Totale	15,53	15,1	15,2	15,3	15,21	15,22
NOME	Mg-Hs	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl

6 DISCUSSIONE DATI

Le successioni ofiolitiche studiate rappresentano frammenti di litosfera oceanica, che mostrano un'analoga evoluzione strutturale pre-orogenica. Tali sequenze però non sono attualmente in continuità fisica e appartengono a domini strutturali differenti.

Pertanto, la discussione dei dati verrà trattata separatamente per ciascuna successione.

6.1 AREA DEL BRACCO

Lo studio strutturale eseguito sulla successione ofiolitica del Bracco ha permesso di riconoscere sul terreno e cartografare la sovrapposizione di più eventi deformativi, da quelli sin-magmatici a quelli sin-metamorfici, relativi all'evoluzione "oceanica". L'analisi strutturale della copertura sedimentaria soprastante ha invece consentito di ricostruire l'evoluzione sin-orogenica dell'intera sequenza ofiolitica.

6.1.1 EVOLUZIONE PRE-OROGENICA

L'evento deformativo più antico, che precede anche l'intrusione del complesso gabbrico, è riconoscibile nelle peridotiti lherzolitiche ed è rappresentato dallo sviluppo di foliazioni "tettonitiche", relative verosimilmente a condizioni termo-bariche ascrivibili alla facies delle peridotiti a spinello (Rampone & Piccardo, 2000; Tribuzio et al., 1997; Tribuzio et al., 2000). Queste superfici di scistosità, dal punto di vista meso-strutturale e petrografico-microstrutturale, possono essere paragonate (Molli, 1996) alle foliazioni "tettonitiche", che caratterizzano le peridotiti delle Unità Liguri Esterne (Beccaluva et al., 1984; Piccardo et al., 1990; Rampone et al., 1993; 1995; Rampone & Piccardo 2000). Purtroppo, per quanto riguarda le peridotiti delle Liguridi Interne, non esistono stime precise della temperatura e della pressione di formazione delle foliazioni. Si ritiene tuttavia che quest'evento, legato allo sviluppo di zone di taglio litosferiche (Rampone & Piccardo, 2000 *cum bibl.*), preceda la completa riequilibrio metamorfica nella facies tipica delle peridotiti a plagioclasio (Molli, 1996; Rampone et al., 1993), per la quale vengono riportati valori di temperatura compresi tra 900 e 950° C (Rampone et al., 1993; Rampone & Piccardo 2000) e pressioni di 0,5-0,7 GPa (Molli, 1996; Rampone et al., 1993). L'età di queste strutture è genericamente riferita al Paleozoico superiore (Rampone et al., 2005).

L'intrusione del complesso gabbrico all'interno delle peridotiti lherzolitiche avviene sicuramente dopo lo sviluppo della foliazione, come testimoniano sia i dati geocronologici, che quelli strutturali. L'età radiometrica del complesso gabbrico è compresa tra 153±1 Ma (plagiograniti: Borsi et al., 1996) e 164±14 Ma (Rampone & Piccardo, 2000). Dato che il gabbro non mostra mai bordi di raffreddamento lungo le superfici di contatto con le peridotiti incassanti, si ritiene, in accordo anche con gli autori precedenti (Cortesogno et al., 1987; Cottin, 1984), che, quando è avvenuta l'intrusione, l'incassante avesse una temperatura molto simile a quella del fuso gabbrico. Vengono pertanto stimate temperature comprese tra 950 e 1150° C (Cottin, 1984) e pressioni di 0,5-0,7 GPa (Cottin, 1984; Piccardo et al.,

1994). Tribuzio et al. (2000) propongono invece valori di pressione più bassi: 0,2-0,4 GPa, sicuramente <0,5 GPa.

Evoluzione deformativa sin-magmatica: le principali strutture sin-magmatiche sono rappresentate da foliazioni, localmente associate a lineazioni, pieghe e zone di taglio a geometria S-C. L'esistenza di tali strutture, spesso accompagnate, a livello microstrutturale, da fenomeni di deformazione intracristallina sin-magmatica, porta ad escludere che lo sviluppo della foliazione magmatica sia connesso esclusivamente a fenomeni di "compattazione" o cumulo (Meurer & Boudreau, 1998), come rappresentato in Fig. 6.1.1.1. Almeno per i siti in cui la foliazione è associata agli altri elementi del *fabric* citati, si deve pensare per essa ad una genesi in contesto di flusso viscoso laminare (Cannat, 1991; Nicolas, 1992; Gaggero & Cortesogno, 1997), che probabilmente caratterizza un "*crystal mush*" e, progressivamente, i suoi differenziati (Gaggero & Cortesogno, 1997). Inoltre, dato che le foliazioni magmatiche risultano frequentemente sub-parallele o poco inclinate rispetto al *layering* magmatico, si può ritenere che le anisotropie composizionali (e/o granulometriche) siano parallele rispetto alla direzione di flusso magmatico (Benn & Allard, 1989). Questo fenomeno, secondo Nicolas (1992), sarebbe legato al fatto che lo stesso *layering* potrebbe introdurre nel sistema un'anisotropia in grado di canalizzare il flusso parallelamente a se stesso. Tuttavia, per le aree in cui le foliazioni magmatiche non risultano direttamente associate a lineazioni, pieghe, zone di taglio S-C e deformazione intracristallina, non si può escludere un'origine legata essenzialmente a fenomeni di cumulo.

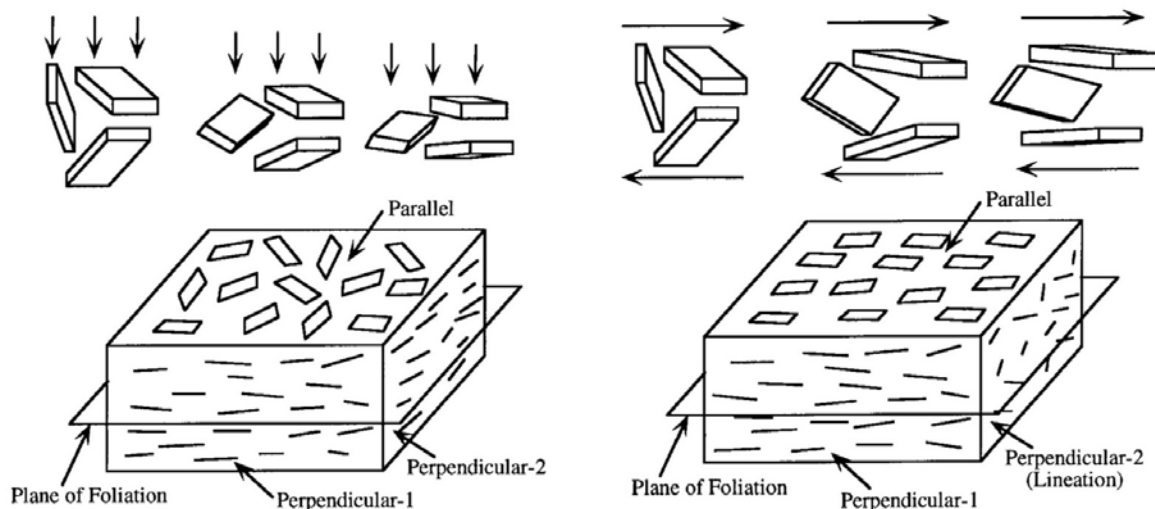


Fig. 6.1.1.1 – Confronto tra tessiture magmatiche associate a fenomeni di cumulo (sx) ed a fenomeni di flusso laminare (dx) (tratto da Meurer & Boudreau, 1998).

Evoluzione deformativa sin-metamorfica: successivamente alle fasi magmatiche, nel complesso gabbriico si sviluppano numerose zone di taglio duttili, associate a più fasi metamorfiche (Fig. 6.1.1.2).

La fase metamorfica **D_{OC1B}** è la più antica ed i *fabrics* ad essa legati sono i più diffusi. Essa determina lo sviluppo di zone di taglio milonitiche, talvolta allineate lungo traiettorie estese e caratterizzate da giacitura uniforme su aree piuttosto ampie.

Dal punto di vista petrografico, questa fase metamorfica è caratterizzata dalla ricristallizzazione sin-cinematica di clinopirosseni diopsidici, associati a plagioclasi ricchi in calcio (An₄₂₋₆₈) e localmente a Ti-pargasite ed ilmenite. Nei clinopirosseni di neoformazione si osserva, rispetto a quelli magmatici, un decremento del contenuto in Al, associato ad un aumento del contenuto in Ca, che è indice, per i primi, di

un'origine metamorfica in condizioni di *sub-solidus*, relativa a temperature inferiori rispetto a quelle di cristallizzazione primaria. Il contenuto in TiO_2 delle Ti-pargasiti in equilibrio con i clinopiroseni neoblastici (Otten, 1983; Ernst & Liu, 1998), suggerirebbe, per quest'evento metamorfico, temperature comprese tra 850 e 950 °C (Tribuzio et al., 2000; Montanini et al., 2008). Per la stessa associazione mineralogica sono state proposte invece da Gaggero & Cortesogno (1997) temperature di poco inferiori, comprese tra 800 e 900 °C. Le paragenesi associate a questa fase metamorfica indicano un'evoluzione iniziata sicuramente nella facies granulitica e proseguita probabilmente in condizioni intermedie tra la facies granulitica e quella anfibolitica. Questo sarebbe testimoniato dalla presenza di orneblende rosso-brune sin- D_{OC1B} con contenuti in $\text{Ti} < 4 \text{ apuf}$ ed in diminuzione verso le zone esterne del minerale (Gaggero & Cortesogno, 1997).

La distribuzione delle fasce di taglio D_{OC1B} è frequentemente correlata alla presenza di *layering* e/o foliazione magmatica; la giacitura delle due generazioni di strutture è quasi sempre parallela. Inoltre, sporadicamente sono state riscontrate congruenze geometriche tra i sensi di trasporto tettonico associati alle zone di taglio sin-magmatiche, rispetto a quelle metamorfiche D_{OC1B} . Da queste osservazioni deriva l'ipotesi secondo la quale lo sviluppo della fase D_{OC1B} può rappresentare alternativamente:

- 1) un evento successivo rispetto alla fase magmatica, ma verificatosi in un campo di *stress* simile a quello che ha generato le strutture deformative sin-magmatiche;
- 2) la prosecuzione in ambiente metamorfico di deformazioni iniziate in un contesto magmatico.

Nel secondo caso alcuni *fabrics*, osservati nei gabbri, attribuiti a fenomeni metamorfici (*Fabric I*, vedi paragrafo 3.3.2) e caratterizzati dalla presenza di clinopiroseni deformati e poco ricristallizzati, potrebbe rappresentare la testimonianza di deformazioni iniziate all'interno di un flusso magmatico viscoso (Cannat, 1991) e proseguite in regime duttile ("*plastic flow or solid-state flow*": Nicolas, 1992). Partendo dal presupposto che la transizione tra deformazioni allo stato solido e deformazioni per flusso viscoso avviene gradualmente in funzione della percentuale di fuso presente nel sistema (Van der Molen & Paterson, 1979; Wickham, 1987; Nicolas, 1992), si può ipotizzare che lo sviluppo delle prime zone di taglio D_{OC1B} sia avvenuto in zone a bassissima percentuale di fuso, contemporaneamente alla formazione di strutture sin-magmatiche, legate a fenomeni di flusso viscoso ("*viscous flow*": Nicolas, 1992) e localizzate in aree caratterizzate da una maggiore percentuale di frazione liquida.

La seconda fase metamorfico-deformativa (D_{OC2B}) si sviluppa a varie scale all'interno della successione studiata. Essa è raramente materializzata da zone di taglio mesoscopiche; più comunemente è invece associata a deformazioni e/o ricristallizzazioni discriminabili a livello petrografico-microstrutturale. Sia a livello meso- che microscopico, si osserva la tendenza per questa fase a svilupparsi in corrispondenza di zone di taglio precedenti. Dal punto di vista petrografico, la D_{OC2B} è caratterizzata dallo sviluppo di anfiboli come Mg-orneblenda (da marrone ad incolore) ed edenite. I plagioclasti mostrano tenori in calcio compresi tra An_{30} e An_{58} . Lo sviluppo di Mg-orneblenda marrone in code di pressione, intorno ad aggregati granoblastici di clinopiroseni sin- D_{OC1B} , rappresenta probabilmente la transizione tra la prima e la seconda fase deformativa. L'evoluzione retrograda di quest'ultima determina quindi la successiva blastesi di Mg-orneblenda da marrone a verde-incolore, associata ad edenite. I primi eventi di serpentizzazione possono essere ricondotti a questa fase deformativa e, probabilmente, alle fasi finali della stessa, analogamente alla cristallizzazione di anfiboli tremolitici.

La comparsa di strutture fragili, quali fratture e vene, può essere riferita alle fasi più avanzate dell'evento deformativo D_{OC2B} .

Cortesogno et al. (1994) attribuiscono ad analoghe associazioni mineralogiche in rocce gabbriche, sulla base della coesistenza di Mg-orneblenda e tremolite, temperature di circa 550°C e pressioni inferiori a 0,2 GPa. Verosimilmente questa fase metamorfica si protrae anche al di sotto dei 500°C (Shelley, 1993), in quanto ad essa è attribuibile l'inizio del fenomeno di serpentinizzazione.

L'ultima fase metamorfico-deformativa riconosciuta (D_{OC3B}) determina ristrette zone di taglio, che crenulano e dislocano localmente le strutture più antiche (D_{OC1B} - D_{OC2B}). La fase D_{OC3B} è caratterizzata dalla neoblastesi di anfiboli come tremolite ed actinolite e, molto probabilmente, corrisponde alla "2^a" fase di Cortesogno et al. (1981), sviluppatasi in condizioni di temperatura inferiori ai 500°C, durante la quale si osserva anche l'intrusione dei primi filoni basaltici (Fig. 6.1.1.2).

I rapporti blastesi\deformazione riconosciuti per le varie fasi metamorfiche sono sintetizzati in Fig. 6.1.1.3.

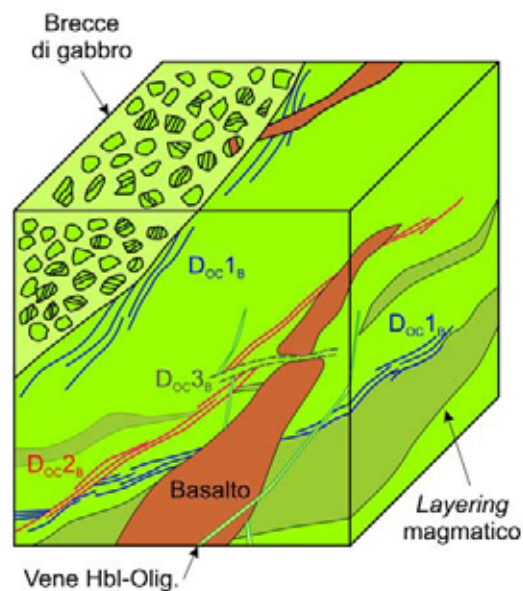


Fig. 6.1.1.2 – Relazioni di interferenza tra le diverse fasi metamorfico\deformative riconosciute all'interno del complesso gabbriico.

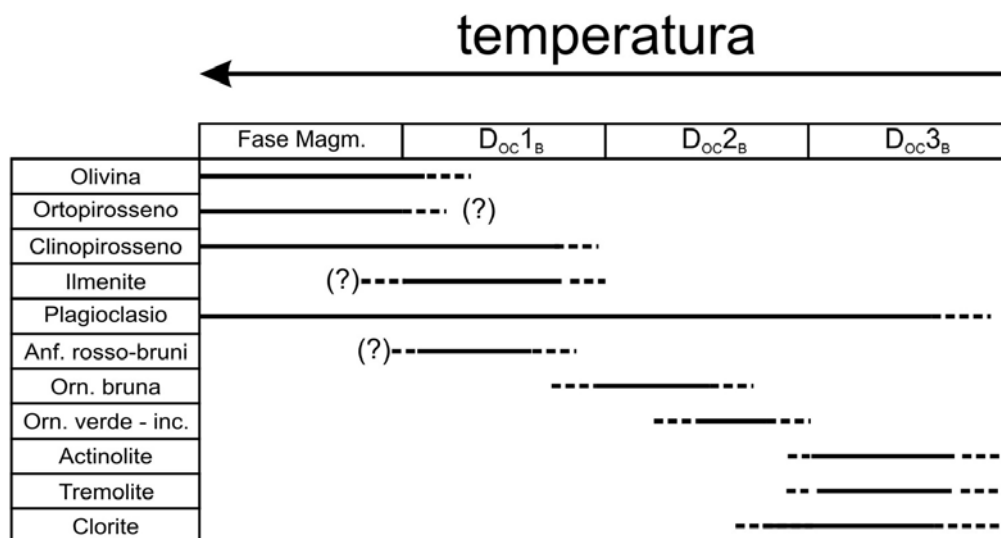


Fig. 6.1.1.3 – Tabella riassuntiva dei rapporti di blastesi\deformazione ricostruiti per l'evoluzione metamorfica oceanica dei gabbri del Bracco.

Relazioni stratigrafiche basamento\coperture sedimentarie: lo studio delle relazioni tra il basamento ofiolitico del Bracco e la successione sedimentaria soprastante (Diaspri di Monte Alpe e/o Argille a Palombini), rappresenta sicuramente un passo fondamentale nella ricostruzione dell'evoluzione strutturale della litosfera oceanica durante le fasi di “*spreading*”. Nel caso del basamento ultramafico è già stata ampiamente dimostrata dagli autori precedenti (Cortesogno et al., 1987 *cum bibl.*) la natura primaria dei contatti rispetto al complesso vulcano-sedimentario soprastante; più incerta è invece l'interpretazione dei rapporti tra il complesso gabbriico e le coperture sedimentarie.

I contatti tra il basamento peridotitico e la successione vulcano-sedimentaria sono costantemente marcati dalla presenza di oficalciti (Cortesogno et al., 1987), come è stato osservato anche nell'area di studio. Queste rocce contraddistinguono la superficie di esposizione del mantello superiore peridotitico sul fondo oceanico (Treves & Harper, 1994 *cum bibl.*). I loro caratteri litologico-petrografici denotano una complessa storia evolutiva, rappresentata da deformazioni duttili di alta temperatura e serpentinizzazione, che precedono eventi fragili, rappresentati, a partire dai più antichi, da:

- a) prima generazione di vene di calcite, connesse a *shear* e/o ad estensione;
- b) seconda generazione di vene di calcite (che sostituiscono parzialmente il serpentino), associate frequentemente a fenomeni di ematizzazione;
- c) brecciatura *in-situ* legata a fenomeni di idrofratturazione;
- d) vene riempite da calcite e talco, che tagliano tutte strutture precedenti.

L'evoluzione sopra descritta, definita in maniera organica per la prima volta da Treves & Harper (1994), ha portato anche altri autori (Boschi et al., 2006 *cum bibl.*) ad interpretare le oficalciti come rocce di faglia o brecce, derivanti da idrofratturazione, formate in corrispondenza di una superficie di “*detachment*”, lungo la quale il mantello superiore sarebbe stato esumato e quindi progressivamente oficalcitizzato (Fig. 6.1.1.4).

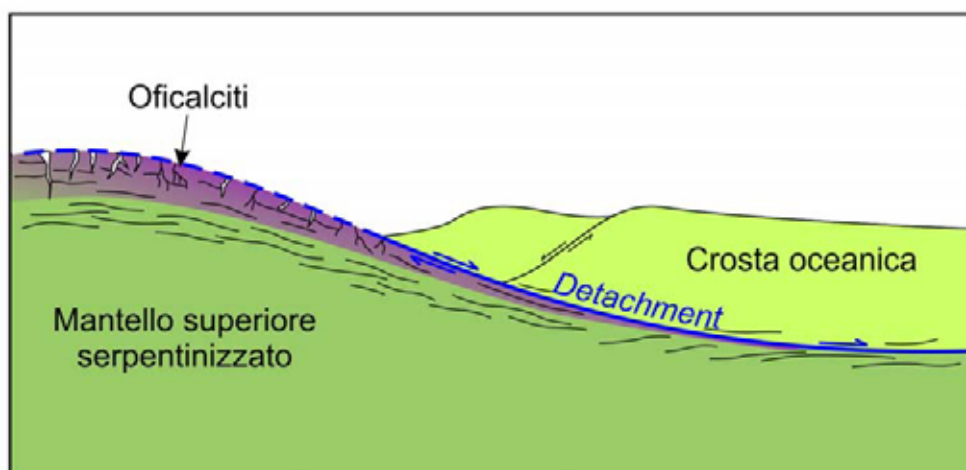


Fig. 6.1.1.4 – Esumazione progressiva del mantello superiore serpentinizzato. Le oficalciti rappresentano sostanzialmente delle “rocce di faglia” prodotte in corrispondenza della superficie di *detachment* (tratta e modificata da Treves & Harper, 1994).

Nell'area di studio, la quasi totalità dei contatti tra il complesso gabbriico e le coperture sedimentarie pelagiche sono tettonici; solo localmente essi risultano primari (spesso non cartografabili) e marcati sempre dalla presenza di brecce di gabbro, la cui definizione risulta quanto mai interessante. Dal punto di vista cronologico, la formazione di queste rocce è riferibile agli eventi che hanno portato il gabbro

già solidificato, metamorfosato ed intruso dai filoni di basalto, ad essere esposto direttamente sul fondo dell'oceano giurassico. La sedimentazione pelagica (Diaspri di Monte Alpe e/o Argille a Palombini) sigilla infatti i contatti tra i vari clasti della breccia, senza risultare mai implicata in fenomeni cataclastici. L'età della breccia è pertanto compresa tra quella radiometrica ottenuta per i gabbri dell'Unità Bracco-Val Graveglia (153 ± 1 Ma: Borsi et al., 1996; 164 ± 14 : Rampone & Piccardo, 2000) e l'età paleontologica dei depositi pelagici più antichi (Bartoniano superiore–Calloviano superiore: Rosi, 1995).

Per quanto riguarda invece la genesi della breccia, si possono avanzare due tipi di ipotesi:

- a) è di origine sedimentaria e deriva dal progressivo smantellamento e disfacimento del complesso gabbrico già esposto sul fondo oceanico;
- b) è di origine tettonica e deriva da fenomeni connessi all'esumazione del complesso gabbrico.

Nell'area studiata è possibile osservare, seppur in un'areale molto ristretto, la transizione tra il gabbro "primario" e le brecce di gabbro. Non si osservano mai strutture sedimentarie riconducibili ad una rielaborazione secondaria delle brecce. La matrice di quest'ultime è costituita esclusivamente da frammenti di gabbro e/o dei minerali che lo costituiscono. Inoltre, i livelli di breccia sono localizzati in corrispondenza di volumi di gabbro milonitico (D_{OC1B}) ed i vari clasti sono rappresentati prevalentemente da gabbri foliati (D_{OC1B}).

Per questi motivi è plausibile interpretare le brecce, in accordo con Molli (1992), come cataclasiti prodotte per deformazione fragile in zona in faglia (Sibson, 1977). L'analisi microscopica ha inoltre mostrato la presenza, all'interno dei clasti, di vene ad orneblenda verde, tremolite-actinolite e clorite. Per l'*habitus* dei cristalli, prevalentemente euedrali e per la geometria delle vene, si ritiene, analogamente a Molli (1992), che la cristallizzazione delle fasi mineralogiche abbia seguito una rapida apertura delle fratture, in un contesto di sovrappressione dei fluidi.

Considerazioni sul significato degli elementi strutturali: la descrizione inerente l'orientazione e la distribuzione delle strutture magmatiche e/o metamorfiche è stata eseguita seguendo lo stesso criterio con il quale è stato effettuato lo studio strutturale di terreno, cioè dividendo l'areale studiato in sotto-zone. Ciascuna di queste è rappresentata da volumi di roccia privi di rilevanti discontinuità strutturali (post-evoluzione oceanica), che possano aver determinato possibili ri-orientazioni delle strutture pre-orogeniche presenti nell'area. Pertanto, per ciascuna zona, i rapporti geometrici tra le varie strutture rispecchiano sicuramente le originali relazioni di interferenza tra le strutture stesse. Data però l'assenza sia di continuità strutturale che di affioramento tra le diverse aree, non riteniamo propriamente corretto fare delle considerazioni generali, estese all'intero areale del complesso gabbrico, riguardanti la distribuzione e l'orientazione delle stesse strutture.

A questo proposito non avrebbe molto significato, infatti, tentare di determinare l'orientazione di una ipotetica dorsale oceanica o di qualsiasi altra mega-struttura (es. faglia trasforme), associabile alla fase giurassica di *spreading* oceanico. Per di più, anche qualora si assumesse che tutte le strutture oceaniche presenti nel complesso gabbrico del Bracco avessero mantenuto dei reciproci rapporti di continuità strutturale (poco probabile), mancherebbero dei riferimenti geometrici in grado di fornire in maniera univoca la giacitura della superficie paleo-verticale e/o paleo-orizzontale, indispensabile per determinare degli eventuali paleo-stress. Teoricamente potrebbe essere assunta come superficie paleo-verticale l'orientazione media dei filoni basaltici e come paleo-orizzontale l'orientazione del *layering* magmatico; tuttavia, per quanto è stato osservato, è possibile affermare che:

- a) l'orientazione dei filoni non ricalca necessariamente una paleo-verticale. Infatti questi possono intrudersi lungo delle discontinuità preesistenti (es. *layering* magmatico e foliazione metamorfica) e la loro orientazione può essere influenzata anche da altri parametri (es.: direzione della dorsale, velocità di espansione, angolo di intersezione dorsale/trasforme), che è impossibile determinare nell'area di studio;
- b) il *layering* magmatico rappresenta probabilmente una superficie paleo-orizzontale associata ai fenomeni magmatici, coeva con la messa in posto del complesso gabbrico; essa tuttavia non corrisponde alla paleo-orizzontale interna, correlata alle fasi di esumazione dello stesso. Infatti, la presenza di strutture deformative sin-magmatiche suggerisce movimenti interni alla massa gabbrica fusa, associabili verosimilmente a deformazioni connesse con le fasi di risalita dello stesso complesso.

Solo lo studio della superficie di interfaccia tra la copertura sedimentaria ed i gabbri potrebbe fornire informazioni concrete relativamente alla giacitura della superficie paleo-orizzontale giurassica, associata alle fasi di esumazione sul fondo oceanico. Purtroppo però, i contatti primari tra queste due litologie, essendo estremamente rari e localizzati, non consentono di ricostruire una superficie continua, che possa essere identificata come una paleo-orizzontale.

L'assenza di questo dato, insieme alla scarsa continuità laterale degli affioramenti, rende difficile formulare delle ipotesi sul regime di *stress* locale nell'ambito del quale le zone di taglio metamorfiche e, successivamente, i filoni di basalto si sono formati.

In particolare, per quanto riguarda le *shear zones* di alta temperatura, l'assenza di una superficie di taglio principale (*master fault*) impedisce di attribuire le varie zone di taglio milonitiche ad un campo di *stress* univoco, essendo le stesse molto probabilmente associate a dei sistemi coniugati di scorrimenti interni al gabbro e non ad un'unica struttura di taglio.

Per quanto riguarda l'ultima fase deformativa fragile, responsabile dell'intrusione dei filoni basaltici e della formazione dei sistemi di fratture e vene ad orneblenda-oligoclasio, per analogia agli attuali sistemi di dorsale oceanica ad espansione lenta e lentissima, non è da escludere un regime tettonico a componente transtensiva. Ad avvalorare quest'ipotesi sussistono dei dati geochimici (Cortesogno & Gaggero, 1992), che indicano un'eterogeneità composizionale tra i filoni presenti nel settore settentrionale dell'area di studio (Monte Groppi) e quelli dell'area più meridionale del massiccio del Bracco (Costa Persico-Sciona), indicativa di una messa in posto diacrona nei due settori. Inoltre le due famiglie di filoni possiederebbero orientazioni tra loro sensibilmente differenti (Cortesogno & Gaggero, 1992), tali da far presupporre una variazione del campo di *stress* nel tempo, come nelle attuali dorsali ad espansione lenta (soprattutto in corrispondenza delle intersezioni con i segmenti di trasforme). Tuttavia, i dati raccolti nell'area oggetto di questo studio non indicano una netta suddivisione dei filoni in due diversi gruppi giaciturali a seconda del settore (vedi carta geologica allegata). Inoltre, la presenza di faglie normali ad alto angolo e di notevole rigetto, rende questa ricostruzione geodinamica molto incerta.

6.1.2 EVOLUZIONE SIN-OROGENICA

La complessa evoluzione strutturale sin-orogenica dell'Unità Bracco-Val Graveglia, è ben evidente nella successione sedimentaria, nella quale si osserva la sovrapposizione di tre distinti eventi plicativi

duttili, mentre nel basamento le deformazioni orogeniche sono poco evidenti e rappresentate prevalentemente dagli scollamenti e/o sovrascorrimenti delle coperture sovrastanti, rispetto allo stesso basamento.

Al primo evento (D_{OR1}) plicativo sin-orogenico è associata la ricristallizzazione dell'associazione quarzo+clorite+albite+sericite, che ha fornito, insieme agli studi sulla cristallinità dell'illite (Leoni et al., 1996), temperature di almeno 160-210 °C e pressioni di circa 0,2-0,3 GPa. La vergenza delle pieghe di prima fase, quando visibile, indica generalmente trasporto tettonico verso ovest. Nel basamento non sono evidenti strutture direttamente riconducibili a quest'evento, il quale tuttavia è probabilmente responsabile dei primi fenomeni di scorrimento all'interfaccia basamento\copertura. Le ricristallizzazioni nella facies prehnite-pumpellyite (250<T<300°C; P=0,2-0,3 GPa), osservate da Lucchetti et al. (1990), sono correlabili con questa fase.

La seconda fase deformativa (D_{OR2}) riconosciuta nelle coperture è prevalentemente caratterizzata da pieghe, alle quali non è associata nessuna ricristallizzazione lungo la foliazione di piano assiale. Il senso di trasporto tettonico è costantemente verso est e nord-est, analogamente ai sensi di movimento riconosciuti lungo le principali superfici tettoniche, che separano le coperture dal basamento, attribuite alla medesima fase.

Nelle coperture sedimentarie la terza fase (D_{OR3}) ha effetti deformativi blandi, responsabili esclusivamente di ondulazioni, che deformano solo lievemente le strutture precedenti. Alle pieghe di terza fase, solitamente a piano assiale sub-verticale, è associato esclusivamente un clivaggio di frattura, limitato alle zone di cerniera. Nel basamento non sono state distinte deformazioni riconducibili con certezza a questa fase. Data l'asimmetria non marcata delle pieghe D_{OR3} , non è stato possibile attribuire a quest'evento un univoco senso di trasporto tettonico.

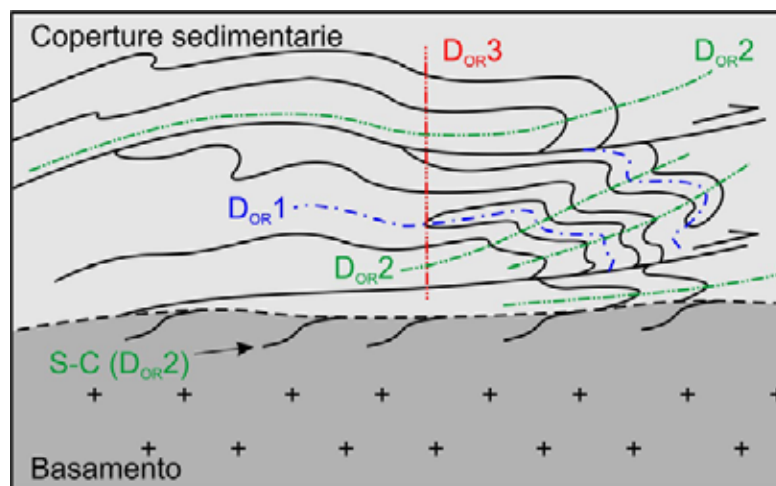


Fig. 6.1.2.1 – Schema riassuntivo delle diverse fasi deformative associate all'evoluzione sin-orogenica dell'Unità Bracco-Val Graveglia.

Il quadro strutturale, relativo all'evoluzione orogenica, ricostruito per l'Unità Bracco-Val Graveglia, è perfettamente congruente con quello proposto dagli autori precedenti (Meccheri et al., 1986; Marroni, 1991; Marroni & Pandolfi, 1996) per altre successioni liguri interne della Liguria orientale. Non si trova invece riscontro nelle ricostruzioni proposte dagli autori stranieri (Van Zupthen et al., 1985; Hoogerduijn-Strating & Van Wamel, 1989; Thio & Van Wamel, 1990; Hoogerduijn-Strating, 1991), i quali interpongono

tra la prima e la seconda fase deformativa un ulteriore evento, responsabile dello sviluppo di strutture plicative caratterizzate dall'assenza di foliazioni di piano assiale.

Non esistono purtroppo datazioni assolute degli eventi deformativi sin-orogenici. Tuttavia, dato che la Formazione degli Scisti del Bocco è l'unità stratigrafica più giovane coinvolta nelle deformazioni sin-orogeniche descritte (Marroni & Pandolfi, 1996 *cum bibl.*) e che i depositi del Bacino Terziario Ligure-Piemontese sigillano la strutturazione delle Unità Liguri Interne, i principali eventi deformativi sin-orogenici (D_{OR1} - D_{OR2}) possono essere collocati in un arco di tempo compreso tra il Paleocene inferiore (Formazione degli Scisti del Bocco) e l'Eocene superiore (Bacino Terziario Ligure Piemontese). Rimane incerta l'interpretazione e la collocazione temporale della fase D_{OR3} .

6.2 QUERCIANELLA-CASTEL SONNINO

Per la zona di Quercianella-Castel Sonnino, l'analisi strutturale eseguita sui clasti che costituiscono la breccia di gabbro ha permesso di ricostruire una successione di eventi metamorfico-deformativi, relativa all'evoluzione oceanica del basamento "sorgente" di questi depositi.

6.2.1 EVOLUZIONE METAMORFICA OCEANICA

L'evoluzione dei gabbri di Quercianella-Castel Sonnino si articola in tre fasi metamorfiche, associate alle quali localmente si riconoscono foliazioni e/o crenulazioni. La prima fase **D_{OC1C}** è rappresentata essenzialmente da relitti tessiturali costituiti da aggregati di clinopirosseni neo-blastici, talvolta associati a cristalli di orneblenda bruna (che sostituiscono le orneblende rosso-brune sin-D_{OC1C}) e di plagioclasio. Purtroppo non sono state osservate tessiture relative alla fase D_{OC1C} non retrocesse dalle fasi successive: lo dimostra sia il basso contenuto in calcio dei plagioclasti, che lo sviluppo pre-sin-cinematico di orneblenda bruna, caratterizzata da bassi contenuti in Ti, nei siti degli anfiboli relitti. Le caratteristiche petrografiche-microstrutturali attribuite alla fase D_{OC1C} sono tuttavia sufficienti per permettere di ricondurre quest'ultima ad un contesto metamorfico di altissima temperatura, riferibile verosimilmente ad una facies granulitica/anfibolitica. Le temperature massime di riferimento sarebbero quindi comprese tra 800 e 900 °C, secondo Gaggero & Cortesogno (1997) o tra 850 e 950 °C, secondo Tribuzio et al. (2000) e Montanini et al. (2008). La fase **D_{OC2C}** è quella meglio rappresentata nei litotipi studiati. Essa è caratterizzata da foliazioni metamorfiche, costituite generalmente da alternanze di livelli granoblastici a plagioclasio e nematoblastici ad anfibolo. Le analisi chimiche hanno consentito di riconoscere una buona correlazione tra il pleocroismo degli anfiboli e la loro composizione chimica. Lo sviluppo sin-cinematico degli anfiboli all'interno di questa fase metamorfica rappresenta un percorso retrogrado continuo, che dalla fase D_{OC1C} prosegue fino alla fine della D_{OC2C}. Ciò è suggerito dal fatto che:

- a) Mg-orneblende brune costituiscono code di pressione sin-D_{OC2C} intorno ad aggregati granoblastici di clinopirosseni sin-D_{OC1C}, spesso con geometrie cinematicamente compatibili con lo sviluppo della suddetta fase;
- b) si osserva una zonazione composizionale degli anfiboli sin-D_{OC2C}, che, dalle zone più interne, costituite da Mg-orneblenda bruna, passano progressivamente, nelle code di pressione, a Mg-orneblenda verde od incolore.

Sulla base di studi condotti su associazioni mineralogiche analoghe (Cortesogno et al., 1994), per questa fase deformativa possono essere stimate temperature di circa 550 °C e pressioni di 0,2 GPa.

La fase **D_{OC3C}**, a differenza di quanto osservato nella successione ofiolitica del Bracco, è caratterizzata da evidenti strutture mesoscopiche come pieghe, con crenulazioni associate, e/o micro-faglie, in corrispondenza delle quali, localmente, sono state riconosciute ricristallizzazioni di nuove fasi mineralogiche, quali anfiboli come tremolite ed actinolite.

I rapporti blastesi/deformazione riconosciuti per le varie fasi metamorfiche sono sintetizzati in Fig. 6.2.1.1.

Alcune caratteristiche strutturali osservate sia alla meso- che alla micro-scala suggeriscono che la deformazione associata a questa fase metamorfica sia iniziata in un contesto duttile e sia quindi proseguita in un regime duttile/fragile. Ciò è testimoniato dalla formazione di pieghe, che mostrano lo sviluppo di una deformazione progressiva, che nelle fasi finali porta alla genesi di micro-faglie, che causano un successivo smembramento delle strutture plicative precedenti. La fase D_{oc3c} è seguita dall'intrusione di filoni basaltici.

Purtroppo le breccie analizzate non mostrano rapporti primari con il basamento ofiolitico: rimane quindi difficile cercare di interpretare le stesse dal punto di vista genetico. Sono sicuramente legati a fenomeni tettonici gli eventi che determinano la deformazione fragile interna ad alcuni clasti della breccia.

L'ipotesi più probabile è che le breccie analizzate derivino dallo smantellamento superficiale di una successione gabbrica che, come testimoniato dalla complessa storia evolutiva registrata all'interno dei singoli clasti, avrebbe subito una progressiva esumazione da livelli più profondi, fino ad essere esposta sul fondo dell'oceano. Durante questo percorso, sarebbero state attraversate condizioni metamorfiche progressivamente decrescenti, culminate probabilmente nella cataclasi della successione, in corrispondenza del fondo dell'oceano. I fenomeni idrotermali e di ematizzazione che contraddistinguono i vari clasti e, localmente, anche la matrice, sarebbero relativi a queste ultime fasi.

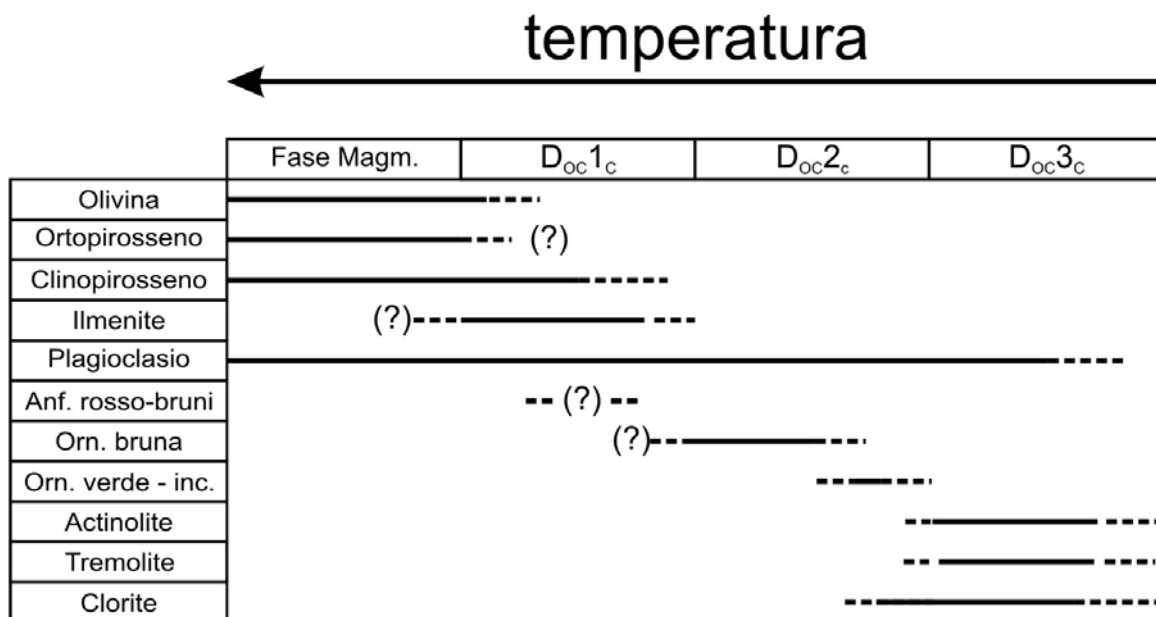


Fig. 6.2.1.1 – Tabella riassuntiva relativa ai rapporti di blastesi\deformazione ricostruiti per l'evoluzione metamorfica oceanica dei gabbri di Castel Sonnino.

6.3 PUNTA FETOVAIA

La successione di Punta Fetovaia offre la possibilità di osservare in continuo le transizioni tra i vari termini della successione ofiolitica: gabbri, gabbri-milonitici, brecce di gabbro ed oficalciti, sulle quali poggiano poi, in continuità stratigrafica, i diaspri.

Per il basamento ofiolitico lo studio strutturale ha rivelato un'evoluzione metamorfica "oceanica" analoga a quella delle altre successioni ofiolitiche studiate.

6.3.1 EVOLUZIONE METAMORFICA OCEANICA

Nel basamento, alle due prime fasi deformative duttili, localmente associate allo sviluppo di foliazioni metamorfiche, fa seguito una terza fase, testimoniata da strutture duttili/fragili e dalla brecciatura della parte sommitale della successione.

La fase **D_{OC1F}** è associata a zone di taglio metamorfiche (Fig. 6.3.1.1), caratterizzate da foliazioni milonitiche. Le evidenze petrografiche sono però insufficienti per ricostruire le condizioni termo-bariche di questa fase. Riteniamo tuttavia, per quanto visto anche nelle altre successioni ofiolitiche studiate, che questa fase si sia sviluppata sicuramente sotto condizioni di pressione e temperatura superiori rispetto a quelle della fase **D_{OC2F}**. Quest'ultima fase deformativa, analogamente alla precedente, è associata allo sviluppo di zone di taglio metamorfiche (Fig. 6.3.1.1), caratterizzate da foliazioni gneissico-milonitiche, costituite da alternanze di livelli granoblastici a plagioclasio e livelli nematoblastici ad anfibolo. I plagioclasti mostrano tenori in calcio abbastanza bassi (An_{34}) e gli anfiboli risultano essere edenite e Mg-orneblenda. Quest'ultima è caratterizzata da variazioni composizionali, come dimostra il progressivo decremento del contenuto in TiO_2/Al_2O_3 e Na_2O/Al_2O_3 , dal nucleo verso le code di pressione, che denota un'evoluzione sin-deformativa sviluppatasi in condizioni di temperatura progressivamente decrescenti (Montanini et al, 2008 *cum bibl.*). In analoghi litotipi e associazioni mineralogiche, vengono stimate da Cortesogno et al. (1994), per pressioni inferiori a 0,2 GPa, temperature di almeno 550°C.

L'intrusione dei filoni basaltici è posteriore a questa fase deformativa.

La terza fase (**D_{OC3F}**) è associata a deformazioni iniziate in regime duttile/fragile e proseguite in condizioni prettamente fragili (Fig. 6.3.1.1). Infatti, la formazione delle brecce al tetto dei gabbri è interpretata come il risultato di questa deformazione. Le stesse brecce rappresenterebbero, pertanto, delle cataclasiti. La **D_{OC3F}** è caratterizzata dall'iniziale blastesi sin-cinematica di clorite e tremolite, corrispondente alla facies degli scisti verdi ($T < 500^\circ C$: Boschi et al., 2006). L'intrusione dei basalti risulta precedente alla fase **D_{OC3F}**.

I rapporti blastesi/deformazione riconosciuti per le diverse fasi metamorfiche sono sintetizzati in Fig. 6.3.1.2.

Rimane abbastanza problematico giustificare la presenza, al di sopra della breccia, dei livelli di oficalcite, che ricoprono in maniera sostanzialmente continua sia i meta-gabbri foliati, che le brecce ofiolitiche (Fig. 6.3.1.1). Le analisi petrografiche hanno permesso di identificare, all'interno delle oficalciti, "fantasmi" tessiturali di foliazioni metamorfiche sub-parallele ai contatti tra le oficalciti e la successione

sottostante. L'ipotesi più verosimile è che la sequenza oficalcitica rappresenti una roccia di faglia, sviluppata in corrispondenza di livelli serpentinitici al tetto della successione gabbbrica, durante le fasi di esumazione di quest'ultima. Le serpentiniti avrebbero quindi registrato, analogamente ai gabbri sottostanti, un'evoluzione metamorfo-deformativa culminata con l'esposizione e l'oficalcitizzazione in contesto oceanico. Ciò spiegherebbe come mai la foliazione relitta associata alle oficalciti è parallela a quella dei gabbri. La locale presenza di brecce di gabbro, al di sotto di questa superficie "tettonica", può essere quindi spiegata come una diversa risposta reologica dei gabbri rispetto alle serpentiniti, nei confronti degli ultimi eventi deformativi (D_{OC3F}), associati alle fasi finali dell'esumazione.

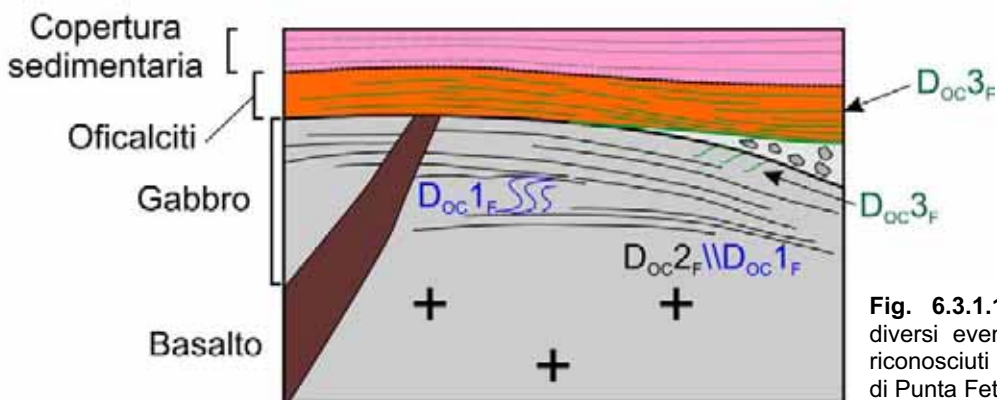


Fig. 6.3.1.1 – Sovrapposizione dei diversi eventi metamorfo-deformativi riconosciuti nella successione ofiolitica di Punta Fetovaia.

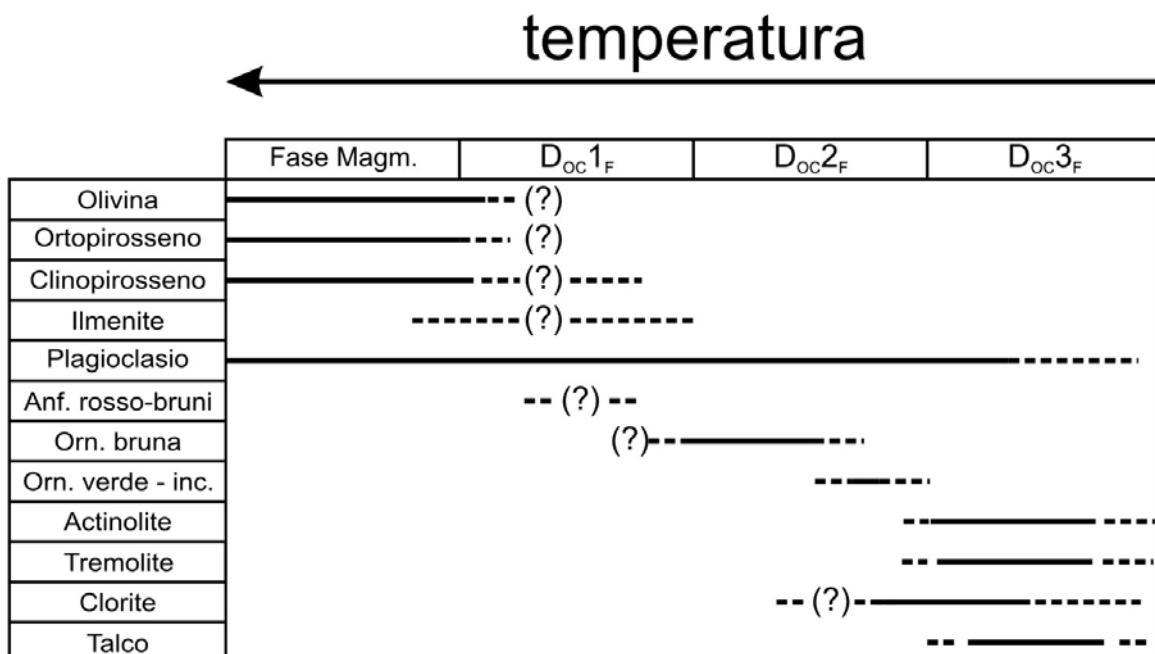


Fig. 6.3.1.2 – Tabella riassuntiva relativa ai rapporti di blastesi-deformazione ricostruiti per l'evoluzione metamorfica oceanica dei gabbri di Punta Fetovaia.

6.3.2 EVOLUZIONE SIN-POST-OROGENICA

Il primo evento deformativo post-oceanico riconoscibile nella successione ofiolitica è rappresentato dalla fase **D_A**, che interessa le coperture sedimentarie ed è caratterizzata dallo sviluppo di una foliazione tettonica, localmente associata a pieghe (Fig. 6.3.2.1). Con i dati in nostro possesso, non è stato possibile ricostruire l'originaria paragenesi di questo evento, che potrebbe quindi essere correlato sia all'evoluzione orogenica, sia a quella tettono-metamorfica tardo-terziaria, connessa all'intrusione del Monte Capanne. La seconda generazione di strutture plicative (Fig. 6.3.2.1), attribuite alla fase deformativa **D_B**, è associata a foliazioni di piano assiale, con blastesi sin-cinematica di biotite. Questo testimonia che sicuramente la fase **D_B** è da correlare alla tettonica sin-post-intrusione tardo-terziaria, analogamente alla fase **D_C**, durante la quale si formano piani di taglio a basso angolo (Fig. 6.3.2.1), responsabili della deformazione sin-metamorfica di alcuni filoni magmatici associati agli eventi intrusivi tardo terziari.

Gli stessi eventi magmatici post-orogenici sono responsabili anche di ricristallizzazioni statiche, che localmente caratterizzano la successione ofiolitica basale. Tuttavia, all'interno di questa non sono state riscontrate deformazioni rilevanti, attribuibili a questi ultimi eventi. La presenza di filoni di basalto giurassici, non scistososi, che attraversano gabbri affetti da foliazioni milonitiche, testimonia sicuramente che lo sviluppo di questi ultimi *fabrics* è da attribuire ad un contesto evolutivo oceanico giurassico e non tardo-terziario.

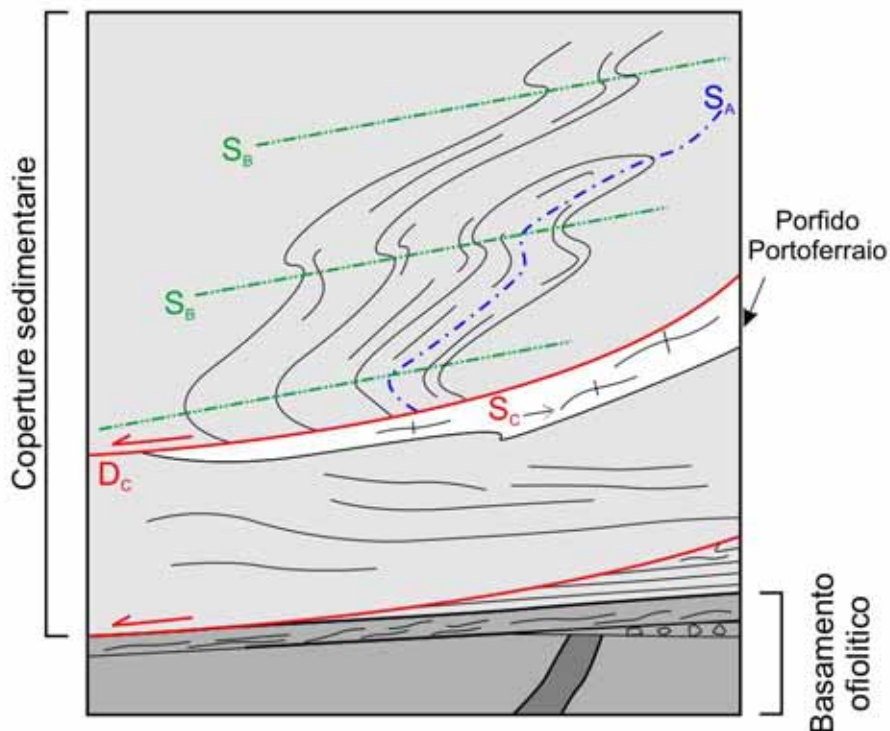


Fig. 6.3.2.1 – Evoluzione post-oceanica riconosciuta all'interno della successione di Punta Fetovaia.

6.4 CONSIDERAZIONI FINALI

La ricerca condotta ha consentito di delineare, per ciascuna delle successioni ofiolitiche studiate, una propria evoluzione strutturale. In particolare, l'evoluzione metamorfo-deformativa pre-orogenica delle rocce gabbriche è risultata estremamente simile per tutti i casi considerati. Per queste rocce, infatti, si riconosce un'analoga successione di eventi deformativi, caratterizzati, nelle prime fasi, dallo sviluppo di zone di taglio milonitiche, associate a condizioni di temperatura progressivamente decrescenti e, nelle fasi finali, dallo sviluppo di strutture fragili.

Per la successione ofiolitica del Bracco, grazie alla notevole estensione ed alla buona esposizione, un'accurata analisi di terreno e di laboratorio ha portato a ricostruire una storia deformativa articolata e complessa, iniziata già contestualmente alla fase magmatica. Secondo i dati raccolti, alcune delle strutture magmatiche osservate sarebbero correlabili agli stadi iniziali di quegli eventi deformativi responsabili, successivamente, dello sviluppo delle prime strutture metamorfiche, in condizioni di facies granulitica.

In tutte le sequenze studiate, l'evoluzione metamorfica si articola in fasi deformative, soggette a condizioni metamorfiche progressivamente decrescenti. Alcune caratteristiche osservate nei campioni analizzati, indipendentemente dall'area di provenienza, suggeriscono che le deformazioni attribuite alle diverse fasi metamorfiche rappresentano l'evoluzione di uno stesso fenomeno metamorfo-deformativo, iniziato in facies granulitica, proseguito in facies anfibolitica e terminato con lo sviluppo di cataclasi in condizioni corrispondenti alla facies degli scisti verdi (Fig. 6.4.1).

Generalmente, la presenza di strutture d'interferenza porta ad attribuire le deformazioni ad eventi tettonici separati nel tempo. Tuttavia, questo non contrasta con l'idea che tutta l'evoluzione metamorfica registrata nelle rocce gabbriche in esame possa essere attribuita ad un unico contesto tettonico-strutturale. La deformazione, infatti, agendo localmente ed in maniera non uniforme su volumi di roccia discreti, può generare, in momenti diversi ma nello stesso sito, strutture associate a contesti termo-barici differenti.

La transizione tra la facies granulitica e quella anfibolitica è legata molto probabilmente, oltre che a condizioni di pressione e temperature decrescenti, anche all'ingresso nel sistema di fluidi di origine marina (Cortesogno et al., 1994 *cum bibl.*). La circolazione di questi ultimi sarebbe favorita non solo dalle anisotropie planari legate alla scistosità, ma anche da sistemi di fratture, che iniziano a formarsi all'interno del gabbro, in corrispondenza di una transizione tra regime duttile e regime fragile (es.: D_{OC2B}-Bracco).

I fenomeni di serpentizzazione, che si osservano diffusamente anche all'interno delle successioni gabbriche, sembrano avvenire in un momento abbastanza precoce, durante le deformazioni associate a metamorfismo in facies anfibolitica (D_{OC2B}-Bracco; D_{OC2C}-Castel Sonnino; D_{OC2F}-Punta Fetovaia).

L'intrusione dei filoni di basalto all'interno del basamento ofiolitico avviene in un arco di tempo ristretto, compreso tra la fine delle deformazioni in facies anfibolitica e la formazione delle brecce tettoniche (Fig. 6.4.1), presenti al tetto delle successioni. Quest'ultime, costituendo l'originaria superficie d'interfaccia tra il gabbro e la sedimentazione pelagica giurassica, hanno un significato analogo, dal punto di vista tettono-stratigrafico, a quello dalle oficalciti presenti al tetto delle peridotiti. All'interno delle brecce di gabbro delle successioni ofiolitiche liguri interne, come ad esempio quelle di Monte Capra, Monte Zenone (Gianelli & Principi, 1977; Abbate et al., 1980a; Cortesogno et al., 1981) e Castel Sonnino, le strutture metamorfiche tipiche di condizioni di bassa temperatura sono molto frequenti, a differenza di quanto si osserva all'interno

dei complessi gabbriici “tipo-Bracco”. Qualunque sia l’origine delle brecce, è indiscutibile che i clasti che le costituiscono, essendo rappresentati da gabbri con deformazioni o retrocessioni metamorfiche di basso grado, dovessero avere un’area sorgente costituita diffusamente da gabbri deformati (o retrocessi) in condizioni di bassa temperatura.

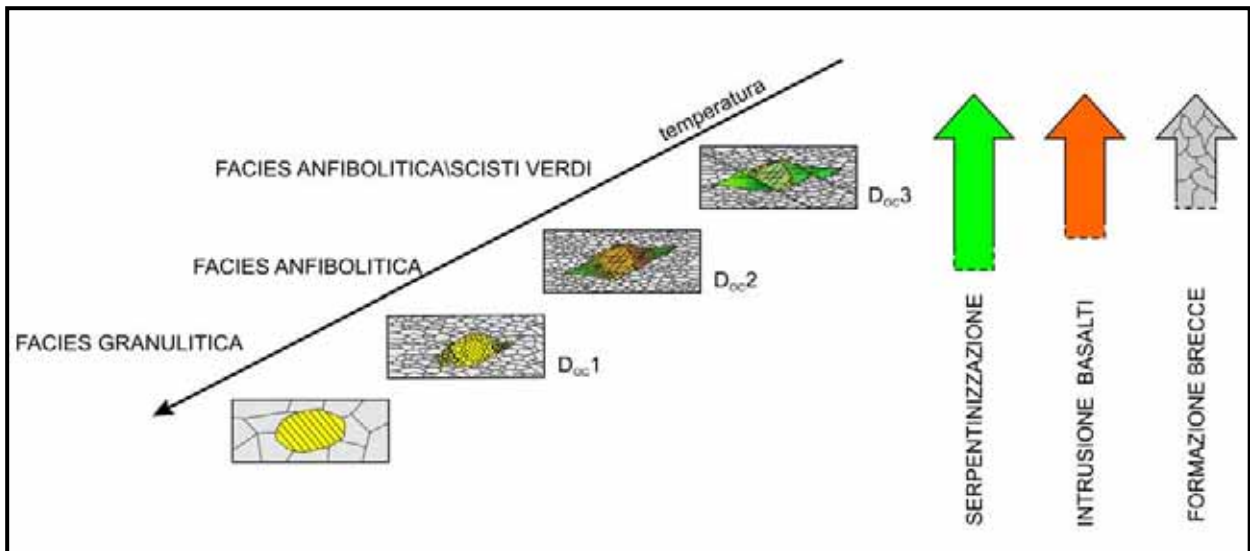


Fig. 6.4.1 – Sequenza dei principali eventi tettono-metamorfici per le successioni ofiolitiche studiate.

Nelle ofioliti dell’Unità Bracco-Val Graveglia, per i dati presenti in letteratura (Cortesogno et al., 1979; Cortesogno et al., 1987; Molli, 1996) e per quanto è stato osservato sul terreno al di fuori dell’area di studio, le peridotiti sono caratterizzate da un’evoluzione metamorfica giurassica uguale a quella ricostruita per i gabbri (Cortesogno et al., 1987; Molli, 1996), come è testimoniato dalla presenza di *fabrics* sin-metamorfici analoghi tra loro. All’interno delle peridotiti serpentinite, è nella parte sommitale ed, in particolare, nelle porzioni oficalcitizzate, che si osserva un più accentuato sviluppo delle diverse generazioni di *shear-zones*, correlate da vari autori (es: Treves & Harper, 1994) a superfici di *detachment*, responsabili del progressivo denudamento della litosfera in zona di “dorsale” oceanica (Principi et al., 2004 *cum bibl.*). Lo stesso meccanismo può quindi giustificare il fatto che anche i corpi gabbriici siano caratterizzati, prevalentemente nelle parti sommitali (vedi in particolare Punta Fetovaia e Bracco), da deformazioni polifasiche, che conducono allo progressiva retrocessione delle paragenesi di alta temperatura ed alla formazione di cataclasiti, sulle quali si instaura poi l’inizio della sedimentazione pelagica giurassica (Fig. 6.4.2).

Per la successione gabbriica studiata dell’Unità Bracco-Val Graveglia e, a maggior ragione, per le brecce di Castel Sonnino, non possiamo stabilire con certezza se le deformazioni metamorfiche osservate siano associate direttamente ad una ipotetica *master fault*, oppure a dei complessi sistemi coniugati di strutture secondarie; tuttavia, per quanto riguarda l’area del Bracco, in conseguenza di alcune caratteristiche osservate sul terreno (es.: orientazioni e sensi di taglio delle *shear zones* e rapporti brecce/superfici di taglio), sembra più plausibile questa seconda ipotesi. Nelle ofioliti della Liguria, solo le serpentinite milonitiche oficalcitizzate, sopra le quali è conservata l’originaria copertura sedimentaria pelagica, rappresentano una delle originarie superfici di *detachment*, responsabili dell’esumazione giurassica del mantello (Treves &

Harper, 1994; Molli, 1996). Un significato analogo per le successioni esaminate potrebbe essere, in via ipotetica, conferito solo ai livelli oficalcitici della successione gabbbrica di Punta Fetovaia, dove questi sono in contatto diretto e concordante con la foliazione milonitica dei gabbri sottostanti: le oficalciti potrebbero rappresentare quindi il relitto strutturale dell'originale superficie di *detachment*.

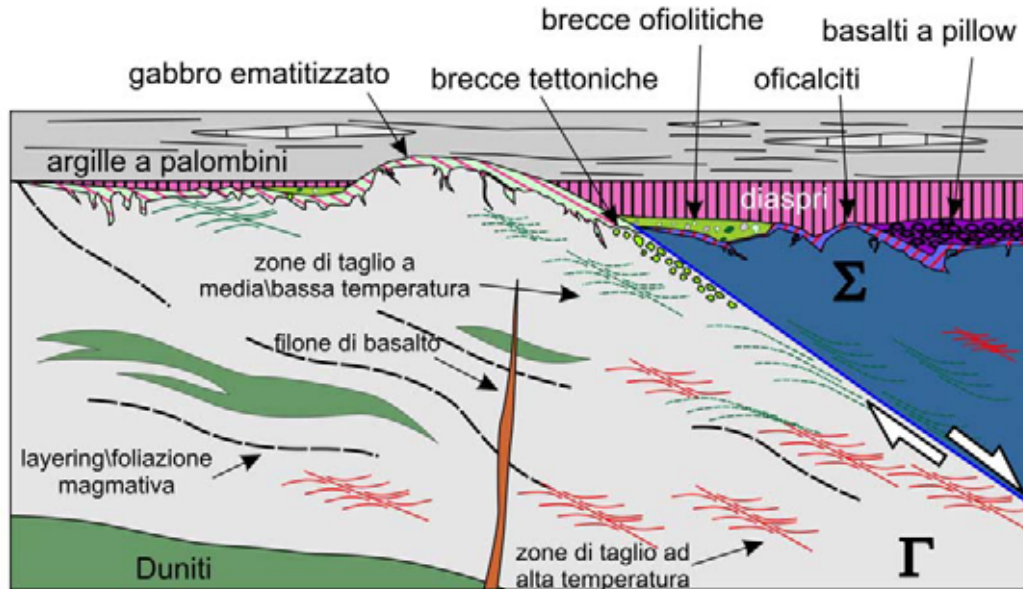


Fig. 6.4.2 – Sezione schematica riassuntiva proposta per l'evoluzione e l'esumazione oceanica dei complessi gabbriici "tipo-Bracco" (Γ- gabbro, Σ-peridotiti).

Le diffuse zone di taglio metamorfiche, che caratterizzano sia gabbri (Fig. 6.4.2) che le peridotiti, testimoniano una continua deformazione, registrata da queste rocce durante la loro risalita, che culmina con l'esposizione sul fondo dell'oceano. Il fatto che la sedimentazione pelagica ricopra in maniera ubiquitaria le superfici oficalcitizzate delle peridotiti (Treves & Harper, 1994) indica che l'esumazione di queste rocce è stata regolata da faglie normali a basso angolo. Per questo motivo, l'assetto strutturale-metamorfico osservato è stato riferito a delle superfici di *detachment*.

Queste ultime, nelle attuali dorsali ad espansione lenta (Fig. 6.4.3), rappresentano superfici tettoniche, che determinano l'esumazione di *core complexes* oceanici (*oceanic core complexes-OCCs*: Tucholke et al., 1998; Cannat et al., 2006; Smith et al., 2006), analoghi ai *core complexes* metamorfici continentali (Coney, 1980; Lister & Davis, 1989); in corrispondenza di queste strutture, rocce metamorfiche della crosta inferiore e del mantello superiore possono subire una progressiva esumazione fino ad arrivare a livelli crostali superficiali.

Assumendo che le ofioliti studiate rappresentino successioni oceaniche tipiche di dorsali ad espansione lenta, è possibile ritenere che l'esumazione di estese sequenze gabbriche, come quella rappresentata dalla successione del Bracco, possa essere avvenuta attraverso una complessa evoluzione tettonica, analoga a quella che regola l'evoluzione degli attuali *core complexes* oceanici.

A questo proposito, prendendo in parte spunto da alcuni modelli attualistici (Ildefonse et al., 2007 *cum bibl.*), proponiamo, per l'esumazione delle successioni gabbriche delle ofioliti delle Liguridi Interne, con particolare riferimento a quella del Bracco, la ricostruzione evolutiva esposta nel paragrafo seguente.

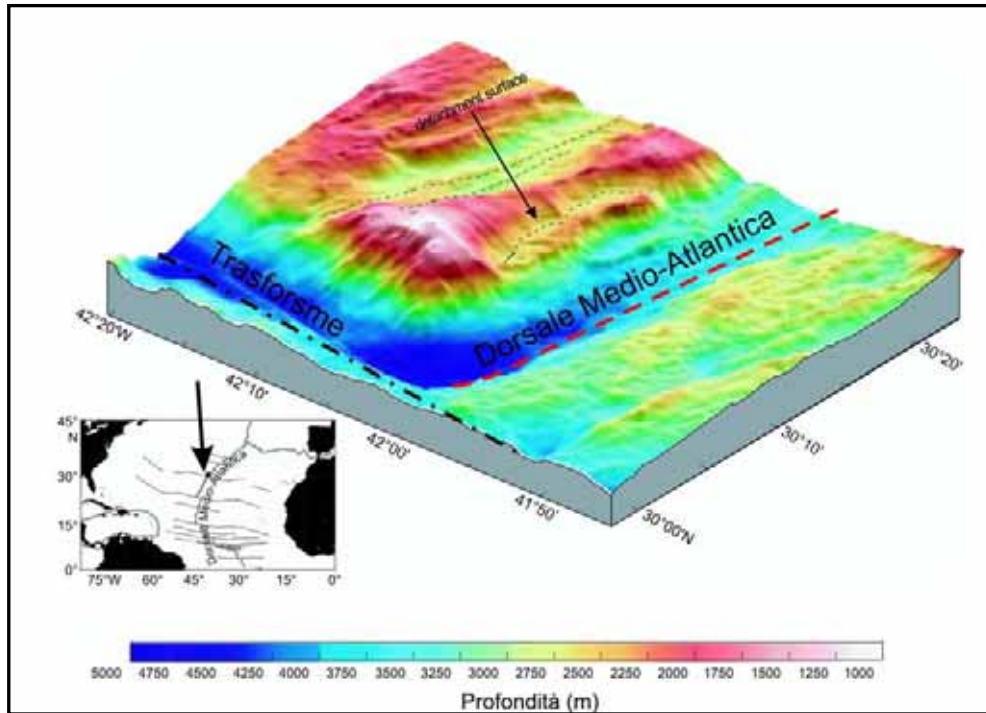


Fig. 6.4.3 – Immagine tridimensionale dell'Atlantis Massif (OOC), localizzato in corrispondenza dell'intersezione tra la Dorsale Medio-Atlantica (*Mid-Atlantic Ridge*) ed una faglia trasforme (*Atlantis Transform*) (tratta e modificata da Ildefonse et al., 2007).

6.5 BRACCO CORE COMPLEX

Gli eventi magmatici che caratterizzano l'evoluzione di una dorsale ad espansione lenta sono episodici (Cannat, 1996); agli stessi eventi viene associata la formazione anche di estese masse gabbriche (Ildefonse et al., 2007). Le intrusioni gabbriche possono avvenire a diverse profondità, a partire dalla base della litosfera, fino a livelli più superficiali, talora in corrispondenza di *shear zones* attive (Allerton & MacLeod, 1998). Se la messa in posto dei corpi gabbri si verifica in profondità, l'intrusione avviene entro peridotiti non alterate, che conservano le caratteristiche primarie (Ildefonse et al., 2007). L'intrusione del complesso gabbro del Bracco (pressione $\cong 0,5-0,7$ GPa) rientra sicuramente in questo caso. Se invece l'intrusione avviene entro livelli più superficiali, è possibile che si verifichi in corrispondenza di peridotiti nelle quali sono già iniziati processi di metamorfismo e/o deformazione (es. serpentinizzazione).

In profondità, l'attività magmatica prosegue contemporaneamente allo *spreading* oceanico, caratterizzato da una progressiva estensione litosferica superficiale, guidata dall'attività di complessi sistemi di faglie normali, che determinano, nel tempo, la continua esumazione delle peridotiti e dei gabbri (Fig. 6.5.1: stadio 1). Nelle prime fasi, la "risalita" dei corpi gabbri a partire dai livelli litosferici più profondi è sicuramente dovuta anche alla minore densità di questi rispetto alle peridotiti incassanti. Nel caso specifico del Bracco, le deformazioni hanno accompagnato, o seguito di pochissimo, l'evoluzione sin-magmatica dell'intrusione gabbrica stessa, analogamente a quanto è riportato in letteratura da Dick et al. (2000) per l'Atlantic Bank.

La risalita delle intrusioni gabbriche, regolata, nelle fasi iniziali, dalla combinazione delle “forze di *spreading*” e della differenza di densità (Ildefonse et al., 2007), raggiunge livelli litosferici più superficiali (Fig. 6.5.1: stadio 2), dove lo sviluppo di estese zone di taglio a basso angolo entro le peridotiti controlla la completa esumazione della massa gabbrica (Fig. 6.5.1: stadio 3). Durante questa fase, un ruolo fondamentale è rappresentato dai processi di serpentinizzazione a scapito delle peridotiti, che causano un progressivo aumento della plasticità di quest'ultime (Escartin et al., 1997; 2001), soprattutto nei confronti delle masse gabbriche intruse dentro le stesse, che mantengono invece comportamenti essenzialmente rigidi. Le deformazioni che avvengono in contesti litosferici più superficiali sono infatti registrate principalmente dalle masse peridotitiche serpentinizzate e solo marginalmente dai gabbri.

Durante il percorso di risalita passiva delle intrusioni gabbriche, la deformazione si va progressivamente concentrando in volumi discreti di litosfera (peridotiti serpentinizzate), lungo i quali prende luogo la formazione di una o più superfici di *detachment*.

Secondo Ildefonse et al. (2007), la geometria e la durata stessa dell'esumazione possono essere strettamente correlate alle caratteristiche geometriche iniziali della massa gabbrica in “risalita”.

L'intrusione dei filoni basaltici è uno degli ultimi eventi registrati all'interno dei gabbri o delle peridotiti, prima che i processi di esumazione siano terminati (Fig. 6.5.1: stadio 2).

L'interpretazione qui proposta non è in contrasto con i modelli che individuano nell'attività delle faglie trasformi oceaniche (Abbate et al., 1980a *cum bibl.*) uno dei meccanismi di esumazione del mantello e di oceanizzazione. I principali *core complexes* oceanici (Fig. 6.4.3) sono infatti generalmente localizzati in corrispondenza delle intersezioni dorsale/faglia trasforme (Karson & Dick, 1983; Lagabriele et al., 1992; Tucholke & Lin, 1994; Tucholke et al., 1998; Karson et al., 2006; Ildefonse et al., 2007; Baines et al., 2008).

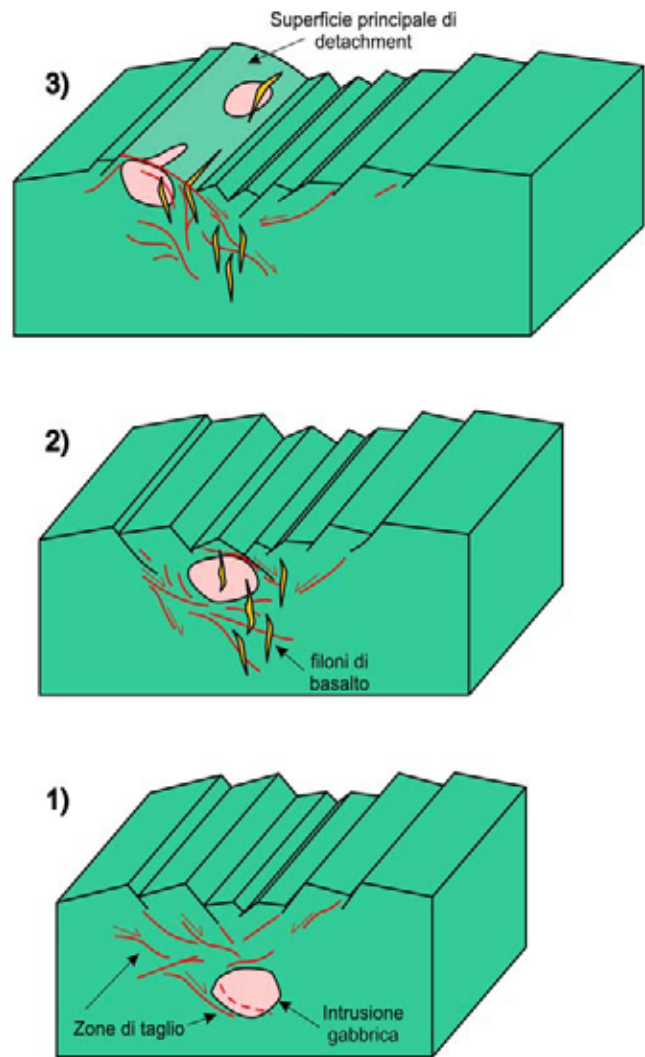


Fig. 6.5.1 – Sequenza evolutiva relativa all'esumazione, con meccanismi tipo-*core complex*, di intrusioni gabbriche in zona di dorsale. La descrizione dettagliata dei vari stadi è riportata nel testo (modificata da Ildefonse et al., 2007).

6.6 INTERPRETAZIONE GEODINAMICA

I dati strutturali indicano per le ofioliti dell'Appennino Settentrionale un'evoluzione magmatica e metamorfica sviluppatasi sicuramente in un regime tettonico estensionale (probabilmente con componenti transtensive). Le diverse strutture metamorfiche, associate alle zone di taglio di alta temperatura, vengono infatti correlate a faglie normali a basso angolo, responsabili della graduale e progressiva esumazione litosferica.

I dati raccolti durante questa tesi di dottorato, nel quadro di ricostruzioni geodinamiche riferite all'oceano Ligure-Piemontese, possono avvalorare sia i modelli di dorsale oceanica ad espansione lenta, che i modelli di *rifting*-“passivo”.

Le ipotesi avanzate a conclusione di questo lavoro si basano sui seguenti presupposti:

- 1) le ofioliti del Dominio Ligure Interno (LI) sono caratterizzate da un'evoluzione genetica diversa rispetto alle ofioliti del Dominio Ligure Esterno (LE) (Beccaluva et al., 1980; 1984; 1989); le peridotiti associate alle LE sono interpretate infatti come lembi fossili del vecchio mantello sotto-continentale europeo-africano (Piccardo, 1977; Hoogerduijn-Strating et al., 1993; Piccardo et al., 1994; Rampone et al., 2005), mentre le peridotiti delle LI, impoverite in componenti fusibili, rappresentano il residuo refrattario molto più evoluto del materiale astenosferico in risalita (Piccardo, 2007 *cum bibl.*);
- 2) alle ofioliti delle LI non sono mai associati elementi riconducibili ad una crosta continentale, a differenza di quanto avviene per le LE (Braga & Marchetti, 1969; Pagani et al., 1972; Marroni & Tribuzio, 1996; Molli, 1996; Marroni et al., 1998; 2002; Marroni & Pandolfi, 2007);
- 3) le intrusioni gabbriche associate alle LI (es. Bracco) sono estremamente simili, dal punto di vista petrografico e strutturale, a quelle presenti in corrispondenza delle odierne dorsali ad espansione lenta (Tribuzio et al., 2000): la Dorsale Indiana sud-occidentale (Southwest Indian Ridge: Dick et al., 2000) e la Dorsale Medio Atlantica (Mid Atlantic Ridge) in corrispondenza della Kane Fracture Zone (es. MARK, Gaggero & Cortesogno, 1997).

Pertanto, le ofioliti delle Liguridi Interne sarebbero riconducibili ad un dominio oceanico vero e proprio, contraddistinto dalla presenza di una dorsale ad espansione lenta, molto probabilmente caratterizzata dalla presenza di faglie trasformati, con caratteristiche sicuramente analoghe alle attuali *slow spreading* o *ultraslow spreading ridges*. Le Liguridi Esterne rappresentano invece successioni più facilmente assimilabili ad un contesto di *rifting*-passivo, associato verosimilmente alla zona di transizione tra crosta continentale e crosta oceanica, analogamente a quanto proposto per alcune successioni ofiolitiche delle Alpi (es. *Platta ocean-continen transition*: Desmurs et al., 2002) e del margine atlantico dell'Iberia (*Southern Iberia abyssal plain-SIAP*: Whitmarsh, 2001). In riferimento alle LE, Marroni & Tribuzio (1996), in accordo con il modello di estensione crostale asimmetrica, proposto da Lemoine et al. (1987) e Piccardo et al. (1990), ritengono che un graduale aumento dello *stretching* e dell'assottigliamento litosferico, nelle fasi finali, possa aver portato, attraverso l'azione di una faglia di *detachment*, ad una progressiva esumazione della crosta continentale profonda e del mantello sottocontinentale.

E' molto probabile che la fase di oceanizzazione vera e propria si sia instaurata in coincidenza della fine del *rifting* passivo ed abbia avuto una durata molto limitata, essendo iniziata a partire dal Bajociano/Bathoniano e terminata nel Titonico (Principi et al., 2004 *cum bibl.*).

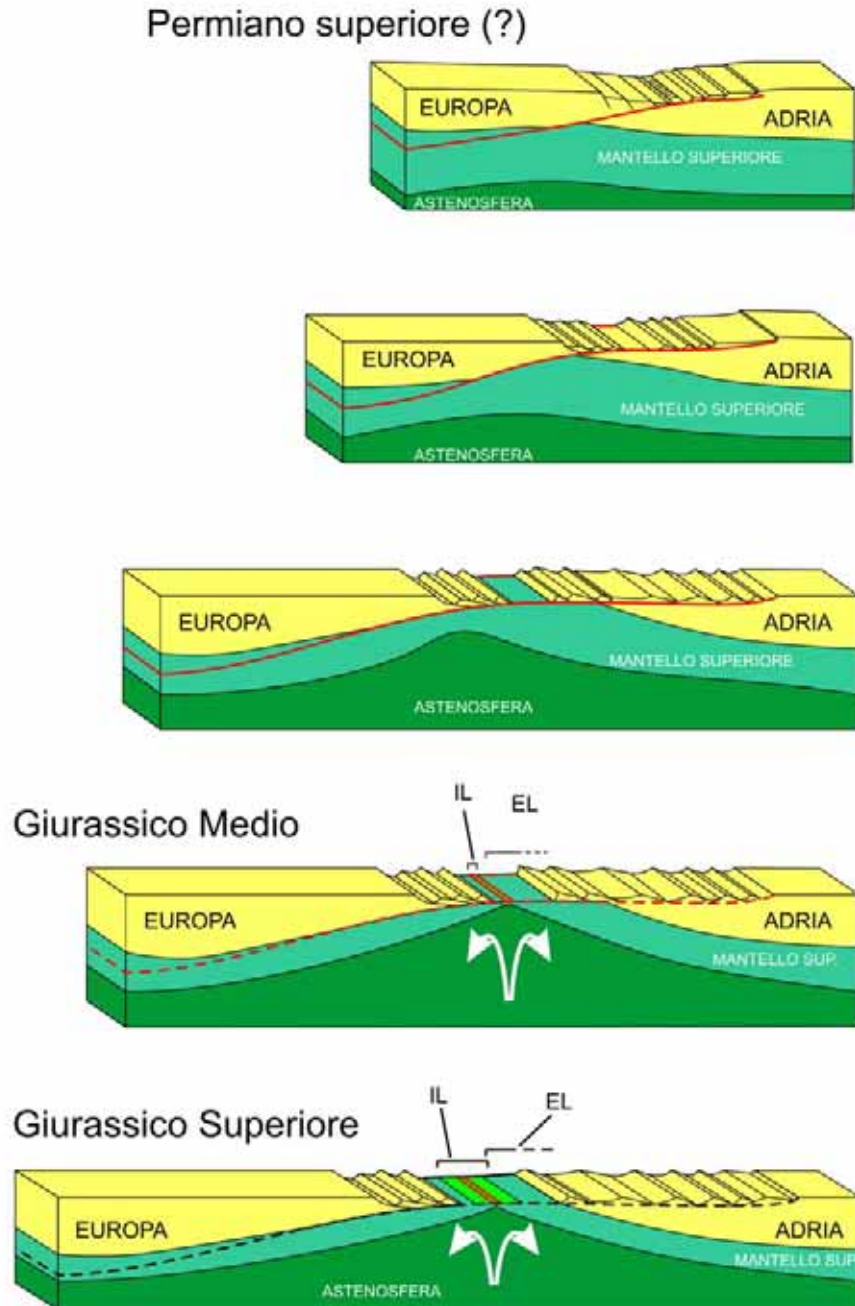


Fig. 6.6.1 – Modello geodinamico evolutivo per l'oceano Ligure-Piemontese a partire dalle fasi di *rifting* continentale pre-triassiche (Permiano superiore?) fino all' oceanizzazione giurassica (tratta e modificata da Piccardo et al., 1994; Rampone & Piccardo, 2000).

6.7 CONCLUSIONI

La ricostruzione degli eventi che hanno portato alla formazione ed all'esumazione pre-orogenica della litosfera oceanica Ligure-Piemontese, proposta in questo lavoro, è basata sullo studio di dettaglio, dal punto di vista strutturale e petrografico, di alcune successioni ofiolitiche presenti nell'Appennino Settentrionale. Il quadro risultante mostra una notevole similitudine tra le diverse sequenze, per le quali sono state infatti ricostruite analoghe evoluzioni metamorfiche.

In particolare sono state distinte tre fasi metamorfico\deformative sostanzialmente uguali per le diverse aree di studio, che descrivono la transizione da condizioni corrispondenti alla facies granulitica, fino a quelle tipiche della facies anfibolitica di bassa temperatura\scisti verdi. La prima fase è associata allo sviluppo, in condizioni di altissima temperatura, di *shear zones* duttili. La seconda fase, localmente legata a strutture di taglio duttile, non è nettamente separata dalla prima, ma ne rappresenta verosimilmente la prosecuzione in un regime di temperature e pressioni inferiori. Infine, la terza fase è associata a deformazioni che iniziano in condizioni corrispondenti al limite duttile/fragile e continua in un contesto prettamente fragile, molto probabilmente correlato all'esposizione ed al denudamento del gabbro sul fondo oceanico. Le ultime due fasi possono manifestarsi esclusivamente con la ricristallizzazione statica di nuove paragenesi, non legata a deformazione.

La ricerca condotta durante questa tesi di dottorato, si affianca ai molti studi svolti da autori precedenti sulle successioni ofiolitiche dell'Appennino Settentrionale e permette di apportare un ulteriore contributo di conoscenze relativamente all'evoluzione pre-orogenica della litosfera oceanica Ligure-Piemontese. Gli studi petrografico-microstrutturali hanno infatti consentito di caratterizzare l'evoluzione metamorfica di successioni poco studiate, come quelle di Castel Sonnino e Punta Fetovaia che, seppur molto ristrette, rivestono un ruolo fondamentale nell'interpretazione dell'evoluzione pre-orogenica della litosfera oceanica giurassica. Inoltre, attraverso i dati petrografico-strutturali raccolti nell'area del Bracco, proponiamo un nuovo modello evolutivo, secondo il quale l'intrusione del complesso gabbroico sarebbe avvenuta in un contesto tettonicamente attivo, che avrebbe guidato tutta l'evoluzione della litosfera oceanica, dall'intrusione dei gabbri fino all'esposizione degli stessi sul fondo dell'oceano.

L'insieme dei dati raccolti in definitiva porta un ulteriore contributo di conoscenze sulle ofioliti dell'Appennino Settentrionale, tali da giustificare ed evidenziare ulteriormente le già note convergenze rispetto ai fenomeni geodinamici in atto negli attuali oceani ad espansione lenta e lentissima (*slow spreading ridges* e *ultra-slow spreading ridges*). In particolare, è proprio basandosi su questo criterio che in questa tesi di dottorato viene proposta, attraverso i modelli di *core complexes* oceanici, una chiave di lettura in grado di spiegare l'esumazione giurassica dei complessi gabbroici delle successioni ofiolitiche liguri.

RINGRAZIAMENTI

Sono molte le persone alle quali sono veramente grato per l'aiuto datomi per questo dottorato. Ringrazio prima di tutti Francesca, che ha vissuto con me le esperienze più belle e più brutte degli ultimi dieci anni e che mi ha aiutato in maniera unica per la stesura di questo lavoro; insieme a lei ringrazio anche Flora, che mi è stata sempre vicina negli ultimi mesi.

Ringrazio Giuseppe per i consigli e per l'entusiasmo propositivo dimostrato in tutti gli anni in cui abbiamo lavorato insieme all'Università.

Ringrazio il Prof. Gianfranco Principi, che mi ha aperto la strada al mondo delle Ofioliti, che ha sempre dimostrato fiducia nei miei confronti ed ha sempre finanziato tutte le missioni e le analisi.

Un particolare ringraziamento va alla Dott. Benedetta Treves, per tutte le settimane trascorse con lei in Liguria e soprattutto per le sue geniali idee, che hanno fornito le principali linee guida per questo dottorato. Con lei ringrazio anche Silvia, con la quale ho iniziato questo lavoro.

Ringrazio la Prof. Laura Gaggero, per l'aiuto fondamentale, la disponibilità e per avermi introdotto alla petrografia delle ofioliti.

Sono grato al Prof. Enrico Pandeli, per i consigli dati nelle fasi di stesura della tesi e per tutti gli anni in cui abbiamo lavorato insieme.

Ringrazio il Prof. Federico Sani, per la lettura di questo manoscritto ed i suggerimenti, il Prof. Milvio Fazzuoli per le traduzioni dal tedesco.

Sono grato al Dott. Marco Chiari e al Prof. Valerio Bortolotti, per tutti i consigli e per l'aiuto, protrattosi fino all'ultimo giorno.

Ringrazio Teresa per avermi sopportato in questi anni di convivenza e mi scuso con lei per il disordine creato in casa negli ultimi mesi. Ringrazio mia madre per avermi consentito di continuare gli studi dopo la laurea, dimostrando sempre fiducia nei miei confronti e sopportando i lunghi mesi trascorsi da sola in Maremma.

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., 1969** - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 923-1014.
- Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Principi G., Passerini P. & Treves B. 1986** - *Apennines and Alps ophiolites and evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., 31, 23-44.
- Abbate E., Bortolotti V. & Passerini P., 1972**. *Studies on mafic and ultramafic rocks. 2- Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in Mediterranean area*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 239-282.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. & Sagri M., 1970** - *The Northern Apennines geosyncline and continental drift*. In: G. Sestini (Ed.), *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., 4 (3/4), 637-642.
- Abbate E., Bortolotti V. & Principi G. 1980a** - *Apennines ophiolites: a peculiar oceanic crust*. In: G. Rocci (Ed.), *Tethyan ophiolites, Western Area*. Ofioliti, Spec. Issue, 1, 59-96.
- Abbate E., Bortolotti V. & Principi G. 1984** - *Pre-orogenic tectonics and metamorphism in Western Tethys ophiolites*. Ofioliti, 9, 245-278.
- Abbate E., Bortolotti V. & Serri G. 1980b** - *Southern Tuscany Ophiolites*. Field Excursion Guidebook in: IVth Ophiolite Field Conference, Italy, 20 June-5 July. GLOM, Firenze.
- Abbate E., Cortesogno L., Gaggero L. & Principi G., 1992** - *Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale, II parte: Le ofioliti di Levante*. 76a Riunione Estiva Soc. Geol. It. Univ. Firenze, - Centro Duplicazione Offset, Firenze, 46-77.
- Abbate E. & Sagri M., 1970** - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. Sestini (Ed.), *Development of the Northern Apennines geosyncline* Sedim. Geol., 4(3/4), 251-340.
- Allerton S. & MacLeod C.J., 1998** - *Fault controlled magma transport in the mantle lithosphere at slow-spreading ridges*. In: Mills, R.A., and Harrison, K., eds., *Modern ocean floor processes and the geological record*. Geological Society [London] Special Publication, 148, 29-42.
- Andri E. & Fanucci F., 1973** - *Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcari a Calpionelle Liguri (Val Graveglia, Val di Vara)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 161-192.
- Anonimo, 1972** - *Penrose Field Conference on ophiolithes*. Geotimes, 17, 25-25.
- Auzende J.M., Cannat M., Gente J.P., Henriot T., Juteau J., Karson J.A., Lagabriele Y., Mevel C. & Tivey M.A., 1994** - *Observations of sections of oceanic crust and mantle cropping out on the southern wall of Kane FZ (N. Atlantic)*. Terra Res., 6, 143-148.
- Baines A.G., Cheadle M.J., John B.E. & Schwartz J.J., 2008** - *The rate of oceanic detachment faulting at Atlantis Bank, SW Indian Ridge*. Earth and Planetary Science Letters, 273, 105-114.
- Barberi F. & Innocenti F., 1966** - *I fenomeni di metamorfismo termico nelle rocce peridotitico-serpentinose dell'aureola del Monte Capanne, (Isola d'Elba)*. Period. Mineral., 25, 735-768.
- Barrett J. J. & Spooner E.F.C., 1977** - *Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines, Italy—a comparison with observations from rifted oceanic ridges*. Earth and Planetary Science Letters, 35, 79-91.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo & Zeda O., 1984**. *Petrology of Iherzolitic rocks from Northern Apennine ophiolites*. Lithos, 17, 299-316.

- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B. & Zeda O., 1989** - *Clinopyroxene composition of ophiolitic basalts as petrogenetic indicator*. Chem. Geol., 77, 165-182.
- Beccaluva L., Piccardo G.B. & Serri G., 1980**. *Petrology of the Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites*. In: A. Panayiotou (Ed.), *Proceed. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979*, Geol. Surv. Cyprus, 314-331.
- Bell T.H. & Etheridge M.A., 1973** – *Microstructure of mylonites and their descriptive terminology*. Lithos, 6, 337-348.
- Benn K. & Allard B., 1989** - *Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros*. Jour. Petrol., 30, 925–946.
- Berthé D. Choukroune P. & Gapais D., 1979a** – *Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain*. Bull. Minéral., 102, 265-272.
- Berthé D. Choukroune P. & Jegouzo P., 1979b** – *Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone*. J. Struct. Geol., 1, 31-42.
- Bertotti G., Elter P., Marroni M., Meccheri M. & Santi R., 1986** - *Le Argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sulla evoluzione tettonica del bacino Ligure nel Cretaceo Superiore*. Ofioliti, 11 (3), 193-220.
- Bezzi A. & Piccardo G.B., 1971** – *Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for the <oceanic> floor of the Northern Apennines geosyncline; a contribution to the problem of the alpinotype gabbro-peridotite associations*. Mem. Soc. Geol. It., 10, 53-63.
- Bonatti E., 1976** - *Serpentinite protrusions in the oceanic crust*. Earth Planet. Sci. Lett., 37, 369-379.
- Bonatti E., Honnorez J. & Ferrara G., 1971** - *Peridotite-gabbro-basalt complex from the Equatorial Atlantic*. Phil. Trans. Royal Soc. London, 268, 384-402.
- Bonatti E. & Honnorez J., 1976** - *Section of the Earth crust in the Equatorial Atlantic*. J. Geophys. Res., 81 (23), 4104-4116.
- Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G., Honnorez J. & Rydell H., 1974** - *Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial and Atlantic ridge*. Marine Geol., 16, 83-102.
- Borsi L., Scharer U., Gaggero L. & Crispini L., 1996** - *Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian basin*. Earth. Planet. Sci. Lett., 140, 227-242.
- Bortolotti V., 1962** – *Contributo alla conoscenza della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., 81, 225-304.
- Bortolotti V., Cortesogno L., Gianelli G., Piccardo G.B. & Serri G., 1976** - *I filoni basaltici delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure*. Ofioliti, 1, 331-364.
- Bortolotti V., Fazzuoli M., Pandeli E., Principi G., Babbini A. & Corti S., 2001a** - *Geology of Central and Eastern Elba Island, Italy*. Ofioliti, 26, 97-151.
- Bortolotti V., Marcucci M. & Principi G., 1991** - *Guidebook of the field trip in Tuscany and Liguria*. Meeting: Sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences, Post-congress excursion, Florence October 1991. GLOM, 23 pp.
- Bortolotti V., Piccardo G.B. & Principi G., 1984** – *Primary relationships between Cpx-Gabbros and Fe-Gabbros near Fetovaia, Elba Island, Italy*. Ofioliti, 9(1), 89-92.

- Bortolotti V. & Principi G., 2005** - *The westwards propagation of the opening of the Mesozoic Tethys and the break-up of Pangea*. *Island Arc*, 14, 4, 442-470.
- Bortolotti V., Principi G. & Treves B., 2001b** - *Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment*. In: P.I. Martini and G.B. Vai (Eds.), *Anatomy of an orogen: Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 151-164.
- Boschi C., Früh-Green G.L. & Escartin J., 2006** - *Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc- and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview*. *Ophioliti*, 31, 129-140.
- Bouillin J.P., Bouchez J.L., Lespinasse P. & Pecher A., 1993** - *Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba Island, Italy)*. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 263-279.
- Braga G. & Marchetti G., 1969** - *Segnalazione di un filone diabasico entro una massa granitica affiorante nella zona di M. Maggiorasca (Appennino Ligure-emiliano)*. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Classe scienze Fis. Mat.*, 8, 46(5), 597-603.
- Brongniart A. 1813** - *Essai de classification minéralogique des roches mélanges*. *Journal des Mines*, XXXIV, 190-199.
- Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K., Mcallister E., Janssen B., Mello S., Avgerinos E., Pascoe A.R. & Escartin J., 1997** - *Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge*. *Nature*, 385, 329-332, DOI: 10.1038/385329a0.
- Cannat M., 1991** - *Plastic deformation at an oceanic spreading ridge: a microstructural study of Site 735 gabbros (southwest Indian Ocean)*. In Von Herzen, R., Robinson, P.T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 399-408. DOI:10.2973/odp.proc.sr.118.134.1991.
- Cannat M., 1993** - *Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges*. *J. Geophys. Res.*, 98, 4163-4172.
- Cannat M., 1996** - *How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges?*. *Journal of Geophysical Research*, 101, 2847-2857, DOI: 10.1029/95JB03116.
- Cannat M., Bideau. & Bougault H., 1992** - *Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid Atlantic Ridge axial valley at 15°37'N and 16°52'N*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 87-106.
- Cannat M., Sauter D., Mendel V., Ruellan E., Okino K., Escartin J., Combier V. & Baala M., 2006** - *Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge*. *Geology*, 34(7), 605-608, DOI:10.1130/G22486.
- Capponi G., Cortesogno L., Crispini L., Gaggero L. & Giammarino S., 1997** - *The Promontorio del Franco (Island of Giglio): a blueschist element in the Tuscan Arcipelago (Central Italy)*. *Atti Tic. Sci. Terra*, 39, 175-192.
- Chiari M., Cortese G., Marcucci M. & Nozzoli N., 1999** - *Radiolarian biostratigraphy in the sedimentary cover of the ophiolites of south-western Tuscany, Central Italy*. *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 55-77.
- Cobianchi M. & Villa G., 1992** - *Biostratigrafia dei Calcari a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino Ligure)*. *Atti Ticinensi Sci. Terra*, Pavia, 35, 189-211.
- Coli M., Conticelli S., Pandeli E., Moratti G., Papini P. & Tommasini S., 1997** - *Western Elba. Field Excursion Guidebook* in: *EL.I.C.A.* 97, Italy, 16-21 September 1997, 86-108.
- Coney P. J., 1980** - *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153, 7-34.
- Cortesogno L. & Gaggero L., 1992** - *The basaltic dikes in the Bracco gabbroic massif: petrology of the earliest phases of basaltic activity in the Northern Apennines Ophiolites*. *Ophioliti*, 17(2), 183-198.

- Cortesogno L., Gaggero L. & Molli G., 1994** – *Ocean floor tectono-metamorphic evolution in the Piedmont-Ligurian Jurassic Basin: a review*. Mem. Soc. Geol. It. 48, 151-163.
- Cortesogno L., Galbiati B. & Principi G., 1981** - *Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica*. Ofioliti, 6, 47-76.
- Cortesogno L., Galbiati B. & Principi G., 1987** - *Note alla "Carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia Giurassico-Cretacica*. Ofioliti, 12, 261-342.
- Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. & Venturelli G., 1978** - *Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici*. Ofioliti, 3, 99-160.
- Cortesogno L., Gianelli G. & Piccardo G.B., 1975** - *Pre-orogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Apennine and Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 291-321.
- Cortesogno L., Grandjaquet C. & Haccard D., 1979** - *Contribution a l'étude de la liaison Alpes-Apennins. Evolution tectono-métamorphique des principaux ensembles ophiolitiques de Ligurie (Apennins du nord)*. Ofioliti, 4, 157-172.
- Costantini A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 2002** - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 285-Volterra*. Firenze, 149 pp.
- Cottin J.Y., 1978** – *L'association ultramafique-mafique de la région du Bracco (Apennin Ligure, Italie)*. Thèse du Doctorat, Université Paris VII.
- Cottin J.Y., 1984** – *Les gabbros filoniens recoupant les lherzolites à spinelle et plagioclasi du Bracco (Apenninis-Ligures, Italie)*. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXVI, 5, 935-944.
- Daniel J.M. & Jolivet L., 1995** - *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea)*. Bull. Soc. Géol. Fr., 166, 341–354.
- Decandia F.A. & Elter P., 1969** - *Riflessione sul problema delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Nat., 76(1a), 1-9.
- Decandia F.A. & Elter P., 1972** - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 503-530.
- Desmurs L., Müntener O. & Manatschal G., 2002** - *Onset of magmatic accretion within magmapoor passive margins: a case study from the Err-Platta ocean-continent transition, Eastern Switzerland*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144, 365–382.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. & Knott S.D., 1989** - *Kinematics of the western Mediterranean*, in: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds.): *"Alpine Tectonics"*. Geol. Soc. Spec. Pub., 45, 265-283.
- Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., Bach, W., Bideau D., Gee, J.S., Haggas, S., Hertogen, J.G.H., Hirth G., Holm P.M., Ildefonse B., Iturrino G.J., John B.E., Kelley D.S., Kikawa E., Kingdon A., LeRoux P.J., Maeda J., Meyer P.S., Miller D.J., Naslund H.R., Niu Y.L., Robinson P.T., Snow J., Stephen R.A., Trimby P.W., Worm, H.-U. & Yoshinobu A., 2000** - *A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge*. Earth Planet. Sci. Lett., 179, 31–51.
- Dick H.J.B., Schouten H., Meyer P.S., Gallo D.G., Berg H., Tyce R., Patriat P., Johnson K., Snow J. & Fisher A., 1991** - *Bathymetric map of the Atlantis II Fracture Zone, Southwest Indian Ridge*. Proc. ODP, Sci. Results 118.
- Dini A., Innocenti F., Rocchi S., Tonarini S. & Westerman D.S., 2002** - *The magmatic evolution of the late Miocene laccolith-pluton-dyke granitic complex of Elba Island, Italy*. Geological Magazine, 139, 257–279.

- Elter F.M. & Pandeli E., 2002** - *The HP-LT meta-ophiolitic unit and verrucano of the Cala Grande area in the Argentario Promontory (southern Tuscany, Italy): structural – metamorphic evolution and regional considerations*. *Ofioliti*, 27(2), 91-102.
- Elter G., Elter P., Sturani P. & Weidmann M., 1966** - *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat e les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Prealpes romandes et chaiblaisiennes*. *Bull. Lab. Géol. Min. Geophys. et Musée Géol. Univ. Lausanne*, 176, 279-377.
- Elter P., 1972** - *La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale*. Introduzione alla geologia delle Liguridi. 66° Congr. Soc. Geol. It., Guida alle escursioni, 5-35, Pacini, Pisa.
- Elter P., 1975a** – *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. *Bull. Soc. Geol. France*, 17, 956-962.
- Elter P., 1975b** - *L'ensemble ligure*. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, 984-997.
- Elter P., Ghisellini F., Marroni M., Ottria G. & Pandolfi L., 1997** – *Note illustrative alla carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio*.
- Elter P. & Marroni M., 1991** – *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, 46, 121-138.
- Elter P. & Pertusati P.C., 1973** - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 359-394.
- Ernst W.G. & Liu J., 1998** - *Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer*. *American Mineralogist* 83, 952–969.
- Escartin J., Hirth G. & Evans B., 1997** - *Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slowspreading ridges*. *Earth and Planetary Science Letters*, 151, 181–189, DOI: 10.1016/S0012-821X(97)81847-X.
- Escartin J., Hirth G. & Evans B., 2001** - *Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere*. *Geology*, 29, 1023–1026, DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<1023:SOSSPI>2.0.CO;2.
- Folk R.L. & Mc Bride E.F., 1976** - *Possible pedogenetic origin of Ligurian ophicalcites: a Mesozoic calichified serpentinite*. *Geology*, 4, 327-332.
- Gaggero L. & Cortesogno L., 1997** - *Metamorphic evolution of oceanic gabbros: recrystallization from subsolidus to hydrothermal conditions in the MARK area (ODP Leg 153)*. *Lithos*, 40 (2/4), 105-131.
- Galbiati B., Gianelli G. & Principi G., 1976** - *Nuovi dati sulle ofioliti del Bargonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica*. *Ofioliti*, 1, 391-406.
- Galbiati B., 1990** - *Considerations on the initial phase of orogenesis in the northern Apennines*. *Ofioliti*, 15(2), 336-339.
- Gianelli G., 1977** - *Vara Supergroup ophiolites probably represent an ancient transcurrent fault zone*. *Ofioliti*, 2, 115-135.
- Gianelli G. & Principi G., 1974** - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 4. - Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 277-308.
- Gianelli G. & Principi G., 1977** - *Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 53-58.
- Greenbaum D., 1972** – *Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos massif, Cyprus*. *Nature*, 238, 18-21.

- Hanmer S. & Passchier C.W., 1991** - *Shear sense indicators: a review*. Geol. Surv. Can. Pap., 90-17, 72 pp.
- Hebert R., Serri G. & Hekinian R., 1989** - *Mineral chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and Northern Apennine ophiolites (Italy) - A comparison*. Chem. Geol. 77, 83–207.
- Hobbs B.E., Means W.D. & Williams P.F., 1976** – *An outline of structural geology*. Wiley, New York, 571 pp.
- Hoogerduijn-Strating E.H., 1988** - *High temperature shear zones in the gabbroic massif (N. Apennines, Italy): possible implications for tectonic models of ocean floor generation*. *Ophioliti*, 13(2\3), 111-126.
- Hoogerduijn-Strating E.H. & Van Wamel W.A., 1989** - *The structure of the Bracco Ophiolite complex (Ligurian Apennines, Italy): a change from Alpine to Apennine polarity*. *Journ. Geol. Soc. London*, 146, 933-944.
- Hoogerduijn-Strating E.H., 1991** – *The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean, a structural study of the ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*. PhD Dissertation, Uthecht University, 127 pp.
- Hoogerduijn Strating E.H., Rampone E., Piccardo G.B., Drury M.R. & Vissers R.L.M., 1993** - *Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW, Italy)*. *J. Petrol.* 34, 901–927.
- Ildefonse B., Blackman D.K., John B.E., Ohara Y., Miller D.J. & MacLeod C.J. 2007** - *Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges*. *Geology*, 35 (7), 623–626; DOI: 10.1130/G23531A.
- Karson J.A., 1990** – *Seafloor spreading on the Mid-Atlantic Ridge: implications for the structures of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow-spreading environments*. In: Malpas, J., Moores E.M., Panayiotou A. & Xenophontos C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*. Proc. Symp. "Troodos 1987": Nicosia, Cyprus (Minist. Agric. Nat. Resour.), 547-555.
- Karson J.A. & Dick H.J., 1983** - *Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane fracture zone*. *Marine Geophysical Researches*, 6(1), 51-98.
- Karson, J.A., Früh-Green, G.L., Kelley, D.S., Williams, E.A., Yoerger, D.R. & Jakuba, M., 2006** - *Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30°N*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, DOI: 10.1029/2005GC001109.
- Kretz R., 1983** – *Symbols for rock-forming minerals*. *Amer. Min.*, 69, 277-279.
- Krohe A., 1990** – *Local variations in quartz (c)-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanism of S-C fabrics*. *J. Struct. Geol.*, 12, 995-1004.
- Lagabriele Y. & Cannat M., 1990** - *Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement*. *Geology*, 18, 319-322.
- Lagabriele Y., Karpoff A.M. & Cotton J., 1992** - *Mineralogical and geochemical analyses of sedimentary serpentinites from Conical Seamount. (Hole 778A): Implications for the evolution of serpentine seamounts*. *Proc. ODP Sci. Res.* 125, 325–342.
- Lagabriele Y. & Lemoine M., 1997** - *Alpine, Corsican and Apennine ophiolites; the slow-spreading ridge model*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 909-920.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch. W.D. Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E. H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E. & Youzhi G., 1997** - *Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on New Minerals and Minerals Names*. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.

- Lemoine M., 1980** - *Serpentinites, gabbros and ophiolites in the Piedmont-Ligurian domain of the Western Alps; possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys*. Arch. Sci. Genève, 33, 103-115.
- Lemoine M., Boillot G. & Tricart P., 1987** - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model*. Geology, 15, 622-625.
- Leoni L., Marrini M., Sartori F. & Tamponi M., 1996** - *Metamorphic grade in metapelites of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy)*. European Journal of Mineralogy, 8, 35-50.
- Le Pichon X., 1968** - *Sea floor spreading and continental drift*. J. Geophys. Res. 73, 3661-3697.
- Lister G. & Davis G., 1989** - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.*. J. Struct. Geol. 11, 65-94.
- Lister G.S. & Snoke A.W., 1984** - *S-C Mylonites*. J. Struct. Geology, 6, 617-638.
- Lucchetti G., Cabella B. & Cortesogno L., 1990** - *Pumpellyites and coexisting minerals in different low-grade metamorphic facies of Liguria, Italy*. Journal of Metamorphic Geology, 8(5), 539-550.
- Marinelli G. 1959** - *Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturale (Serie A), LXVI, 50-253.
- Marroni M., 1991** - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Liguride Units, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 110(3-4), 727-736.
- Marroni M., Molli G., Montanini A., Ottria G., Pandolfi L. & Tribuzio R., 2002** - *The External Ligurian Units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence of a fossil ocean-continent transition zone*. Ofioliti, 27(2), 119-131.
- Marroni M., Molli G., Montanini A. & Tribuzio R., 1998** - *The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys*. Tectonophysics, 292, 43-66.
- Marroni M. & Pandolfi L., 1996** - *The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy)*. Geodin. Acta, 9(1), 13-29.
- Marroni M. & Pandolfi L., 2007** - *The architecture of an incipient ocean basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria-Piemonte basin along the Northern Apennines-Alpine Corsica transect*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 96, 1059-1078.
- Marroni M. & Tribuzio R., 1996**. *Gabbro-derived granulites from EL units (Northern Apennine, Italy): implications for the rifting processes in western Tethys*. Geol. Rundsch., 85, 239-249.
- Mazzanti R., 1966** - *Geologia della zona di Pomarance - Larderello (provincia di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., 5, 105-138.
- Meccheri M., Marroni M., Casella A., Della Croce G. & Sergiampietri L., 1986** - *L'Unità di Colli/Tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafica e strutturale del dominio ligure (alta Val di Vara, Appennino Settentrionale)*. Ofioliti, 11(3), 275-292.
- Messiga B. & Tribuzio R. 1991** - *Steady mineral sequence generated by reaction between olivine and plagioclase during sub-seafloor metamorphism in Al-Mg gabbros, Northern Apennine ophiolites, Italy*. Ofioliti, 16(1), 7-15.
- Meurer W.P. & Boudreau A.E., 1998** - *Compaction of Igneous Cumulates Part II: Compaction and the Development of Igneous Foliations*. Journal of Geology, 106, 293-304.

- Mével C., Cannat M., Gente P., Marion E., Auzende J.M. & Karson J.A., 1991** - *Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR 23 N)*. Tectonophysics, 190, 31-53.
- Molli G., 1992** – *Evoluzione strutturale di shear zones nel complesso gabbriaco del Bracco (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, 35, 19-23.
- Molli G., 1994** – *Microstructural features of high temperatures shear zones in gabbro of the Northern Apennine ophiolites*. J. Struct. Geol., 16, 1535-1541.
- Molli G., 1995** - *Pre-orogenic high temperature shear zones in an ophiolite complex (Bracco Massif, Northern Apennine, Italy)*. In: *Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and ophiolites*. (Visser R.L.M. and Nicolas A. Eds.) -Kluwer Academic Publishers, 146-161.
- Molli G., 1996** – *Pre-orogenic tectonic framework of the northern Apennine ophiolites*. Eclogae Geol. Helv., 89\1, 163-180.
- Montanini A., Tribuzio R. & Vernia L., 2008** - *Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent–ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy)*. Lithos, 101, 453–479.
- Moore E.M. & Vine, F.J., 1971** - *The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 268A, 443-466.
- Morimoto N., Fabres J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K. & Gottardi G., 1988** - *Nomenclature of pyroxenes*. American Mineralogist, 73, 1123-1133.
- Mutter J. & Karson J., 1992** - *Structural processes at slow-spreading ridges*. Sciences, 257, 627-634.
- Nicolas A., 1987** – *Principles of Rock Deformation*. D. Reidel, Dordrecht, 208 pp.
- Nicolas A., 1989** – *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer, Dordrecht, 367 pp.
- Nicolas A., 1992** – *Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbro*. Journal of Petrology, 33(4), 891-915.
- Nirta G., 2006** – *L'evoluzione tettono-stratigrafica delle Unità Liguri della Toscana in rapporto alle paleo-strutture dell'Oceano Ligure-Piemontese e del Margine Adriatico: riflessi sull'evoluzione dell'orogene appenninico*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Firenze, 133 pp.
- Orti L., Morelli M., Pandeli E. & Principi G., 2002** - *New geological data from Gorgona Island (Northern Tyrrhenian Sea)*. Ofioliti, 27(2), 133-144.
- Otten M.T., 1983** - *The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, 189–199.
- Pagani G., Papani G., Rio D., Torelli L., Zanzucchi G. & Zerbi M., 1972** - *Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del F. Taro*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 531-546.
- Pandeli E., Puxeddu M. & Ruggieri G., 2001** - *The metasiliciclastic-carbonate sequence of the Acquadolce Unit (Eastern Elba Island): new petrographic data and paleogeographic interpretation*. Ofioliti, 26(2a), 207-218.
- Pandolfi L. & Marroni M., 1996** – *Litostratigrafia ed assetto strutturale delle Unità Liguri Interne nel settore dell'alta Val Trebbia ed alta Val d'Aveto (Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 673-688.
- Passchier C.W., 1990** – *A Mohr circle construction to plot the stretch history of mineral lines*. J. Struct. Geol., 12, 513-515.

- Passchier C.W. & Simpson C., 1986** – *Porfiroclast systems as kinematic indicators*. J. Struct. Geol., 8, 831-844.
- Passchier C.W. & Trouw R. A. J., 1996** - *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2nd corrected reprint, 289 pp.
- Passerini P. & Pirini C., 1964** – *Microfaune paleoceniche nella Formazione dell'Arenaria del M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 211-218.
- Passerini P., 1965** - *Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., 84(5), 93-176.
- Paterson S.R., Vernon R.H. & Tobisch O.T., 1989** - *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. Jour. Struct. Geol., 11, 249-363.
- Perrin M., 1975** – *L'Ile d'Elbe et la limite Alpes-Apennin: donne sur la structure géologique et l'évolution tectogénétique de l'Elbe alpine et de l'Elbe apennine*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1929-1955.
- Piccardo G.B., 1977** – *Le ofioliti dell'areale ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 33, 221-252.
- Piccardo G.B., 2007** - *Evolution of the ultra-slow spreading Jurassic Ligurian Tethys: view from the mantle*. Per. Mineral., 76, 67-80.
- Piccardo G.B., Rampone E. & Vannucci R., 1990** - *Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidence from peridotite bodies of the Western Alpine - Northern Apennine system*. Mém. Soc. Géol. Fr., 156, 323-333.
- Piccardo G.B., Rampone E. & Vannucci R., 1992** – *Ligurian peridotites and ophiolites: from rift to ocean formation in the Jurassic Ligure-Piemontese Basin*. Acta Vulcanologica, 2, 313-325.
- Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R. & Cimmino F., 1994** – *Upper mantle evolution of ophiolitic peridotites from the Northern Apennines: petrological constraints of the Geodynamic processes*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 137-148.
- Pitman W.C. & Talwani M., 1972** - *Sea-floor spreading in North Atlantic*. Geological Society of America Bulletin, 83, 619-646.
- Principi G., Bortolotti V., Chiari M., Cortesogno L., Gaggero L., Marcucci M., Saccani E. & Treves B., 2004** - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review*. Ofioliti, 29(2), 177-211.
- Principi G. & Treves B., 1984** - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 549-576.
- Rampone E., Hoffmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. & Ottolini, L., 1995** - *Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (northern Apennine, Italy)*. Journal of Petrology, 36, 81-105.
- Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. & Ottolini, L., 1996** - *Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., 123, 61-76.
- Rampone E., Hofmann A. W. & Raczek I., 1998** - *Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link*. Earth and Planetary Science Letters, 163, 175-189.
- Rampone E. & Piccardo G.B., 2000** - *The ophiolite – oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennine (Italy)*. In Dilek Y., Moores E., Elthon D. and Nicolas A. (Eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and Ocean Drilling Program*. Am. Geol. Soc. Spec. Paper, 349, 21-34.

- Rampone E., Piccardo, G.B., Vannucci R., Bottazzi P. & Ottolini L., 1993** - *Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites*. Contrib. Mineral. Petrol., 115, 1–17.
- Rampone E., Romairone A., Abouchami W., Piccardo G.B. & Hofmann A., 2005** - *Chronology, petrology and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of late Palaeozoic lithospheric extension*. J. Petrol., 46 (4), 799–827.
- Ramsay J.G., 1967** – *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay J.G. & Graham R.H., 1970** – *Strain variation in shear belts*. Can. J. Earth Sci. 7, 786–813.
- Ramsay J.G & Huber M.I., 1987** – *The techniques of modern structural geology, 2: Folds and fractures*. Academic Press, London, 278 pp.
- Reutter K.J. & Spohn A., 1982** - *The position of the West-Elba ophiolites within the tectonic framework of the Apennines*. Ofioliti, 7(2/3), 467–478.
- Riccardi M.P., 1994** – *Amphiboles related to ocean-floor metamorphism from ophiolitic metagabbros of the Northern Apennine: compositional and crystal-chemical features*. Plinius, 11, 166–177
- Riccardi M.P., Tribuzio R. & Cauccia F., 1994** – *Amphibole evolution in the metagabbros from East Ligurian ophiolites (Northern Apennines, Italy): constraints on the ocean-floor metamorphism*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 203–208.
- Rosi M. 1995** - *Biostratigrafia a Radiolari dei Diaspri di M. Alpe nelle serie ridotte della Liguria orientale (Val Graveglia e Val di Vara)*. Tesi di Laurea non pubblicata, Firenze, 59 pp.
- Rossetti F., Faccenna C., Jolivet L., Funicello R., Goffé B., Tecce F., Brunet C., Monié P. & Vidal O., 2001** - *Structural signature and exhumation P-T-T path of the Gorgona blueschist sequence (Tuscan Archipelago, Italy)*. Ofioliti, 26(2a), 175–186.
- Rossetti F., Tecce F., Billi A. & Brilli M., 2007** – *Patterns of fluid flow in the contact aureole of the Late Miocene Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): the role of structures and reology*. Contrib. Mineral. Petrol., 153, 6, 743–760, DOI: 10.1007/s00410-006-0175-3.
- Savostin L.A., Sibuet J.C., Zonenshain L.P., Le Pichon X. & M.J. Roulet, 1986** - *Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic*. Tectonophysics, 123, 1–35.
- Serri G., 1980** - *Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the Northern Apennines ophiolites*. Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus, Geol. Surv. Dep. Nicosia, 1980, 296–313.
- Shelley D., 1993** - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, London, 445 pp.
- Sibson R.H., 1977** – *Fault rocks and fault mechanisms*. J. Geol. Soc. Lond., 133, 191–213.
- Simpson C. & Schmidt S.M., 1983** – *An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks*. Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1281–1288.
- Smith D.K., Cann J.R. & Escartin, J., 2006** - *Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid-Atlantic Ridge*. Nature, 442, 440–443.
- Spohn A., 1981** – *Die ophiolithführenden Gesteine von-West-Elba: Stratigraphie, Tektonik, Metamorphose*. Berliner geowiss. Abh., Reihe A., 37, 124 pp.
- Spry A., 1969** – *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford.
- Theye T., Reinhardt J., Goffé B., Jolivet L. & Brunet C., 1997** - *Ferro- and magnesioicarpholite from the Monte Argentario (Italy): first evidence for high-pressure metamorphism of the metasedimentary Verrucano sequence, and significance for P-T path reconstruction*. Eur. J. Mineral., 9, 859–873.

- Thiessen R.L. & Means W.D., 1980** - *Classification of fold interference patterns: a re-examination*. J. Struct. Geol., 2, 311–326.
- Thio H.K. & Van Wamel W.A., 1990** – *The Lavagna and Antola Nappes in the Upper Lavagna and Bisagno valleys (N. Italy)*. Geologie en Mijnbouw, 69, 19-29.
- Treves B., 1984** - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the northern Apennines*. Ofioliti, 9, 577–618.
- Treves B. & Harper G.D., 1994** - *Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites*. Ofioliti, 19, 435-466.
- Trevisan L., 1950** - *L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità*. Memoria della Istituto di Geologia Università di Padova, 16, 1–30.
- Tribuzio R., Riccardi M.P. & Messiga B., 1997** - *Amphibolitization of Mg-and Fe-rich gabbroic dykes within mantle-derived serpentinites from Northern Apennine ophiolites: evidence for high-temperature hydration of the oceanic lithosphere*. Ofioliti, 22, 71–80.
- Tribuzio R., Tiepolo M. & Vannucci R., 2000** - *Evolution of gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): comparison with the lower oceanic crust from modern slow-spreading ridges*. In: Dilek, J., Moores, E., Elthon, D. & Nicolas, A. (eds), *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and Ocean Drilling Program*. Geological Society of America, Special Paper, 349, 129–138.
- Tucholke B.E. & Lin J., 1994** - *A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust*. J. Geoph. Res., 99, B6, 11.937-11.958.
- Tucholke B.E., Lin J. & Kleinrock M.C., 1998** - *Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the mid-Atlantic ridge*. Journal of Geophysical Research, 103, 9857–9866, DOI: 10.1029/98JB00167.
- Tullis J.T., Snoke A.W. & Todd V.R., 1982** – *Significance of petrogenesis of mylonitic rocks*. Geology, 10, 227-230.
- Turner F.J. & Wiess L.E., 1963** – *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill. New York, 545 pp.
- Van Andel T.H. & Bowin C.O., 1968** – *Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North Latitude and the Tectonics of Mid-Ocean Rise*. Journ. Geophys. Res. 73, 4, 1279-1298.
- Van der Molen I. & Paterson M.S., 1979** - *Experimental deformation of partially-melted granite*. Contr. Miner. Petrol., 70, 299-318.
- Van Zupthen A.C.A., Van Wamel W.A. & Bons A.J., 1985** – *The structure of the Lavagna Nappe in the region of the Monte Rameo and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy)*. Geol. En Mijnbouw, 64, 373-384.
- Vernon R.H., Williams V.A. & D'Arcy W.F., 1983** – *Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith*. Tectonophysics, 92, 123-145.
- Vissers R.L.M., Drury M.R., Hoogerduijn Strating E.H., & Van der Wal D., 1991** - *A case study in an Alpine type Iherzolite massif*. Geology, 19, 990–993.
- Weissert H. & Bernoulli D., 1985** - *A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps*. Geol. Rundsch., 74, 665-679.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D. & Humphreys F.J., 1980** – *On mylonites in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 2, 175-187.

Whitmarsh R.B., Manatschal G. & Minshull T.A., 2001 - *Evolution of magma-poor continental margins from rifting to sea-floor spreading*. Nature, 413, 150-154.

Wickham S.M., 1987 - *The segregation and emplacement of granitic magmas*. J. Geol. Soc. London, 144, 281-297.

CARTE GEOLOGICHE CONSULTATE

Barberi F., Dallan L., Franzini M., Giglia G., Innocenti F., Marinelli G., Raggi R., Ricci C.A., Squarci P., Taffi L. & Trevisan L. 1967 – *Carta geologica dell'Isola d'Elba*, scala 1:25.000. E.I.R.A., Firenze.

Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. & Vercesi del Castellazzo G., 1981 – *Carta geologica delle ofioliti del Bracco tra Levante e Velva*, scala 1:25.000. S.E.L.C.A, Firenze.

Lazzarotto L., Mazzanti R. & Nencini C., 1987 – *Carta geologica dei comuni di Livorno e Collesalveti*, Scala 1:25.000, S.E.L.C.A., Firenze. In: Lazzarotto L., Mazzanti R. & Nencini C., 1990 – *Geologia e Morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti*. Quad. Mus. Sci. Nat. Livorno, 11, Suppl. 2, 1-85.